

Les coulées de pierres glacées : un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis

Flows of Frost-Coated Clasts: A Recently Discovered Scree Slope Grain-Flow Type

Ströme vereisten Schutts: ein neulich entdeckter Typ der Schuttströme

Bernard Hétu, Henk Van Steijn et Pierre Vandelac

Volume 48, numéro 1, 1994

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032969ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032969ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Hétu, B., Van Steijn, H. & Vandelac, P. (1994). Les coulées de pierres glacées : un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(1), 3–22. <https://doi.org/10.7202/032969ar>

Résumé de l'article

Un nouveau type de coulées de pierraille, les coulées de pierres glacées (CPG), a été observé en activité sur un long talus d'éboulis (640 m) de schiste du nord de la Gaspésie. Située en contexte maritime, par 50° de latitude nord, la région possède un climat tempéré humide à hiver froid. Les CPG correspondent à des coulées de pierraille superficielles, sans matrice (openwork), dont la progression est facilitée par l'existence d'une mince pellicule de glace autour des pierres, réduisant ainsi le frottement. Du point de vue dynamique, les CPG s'apparentent aux grain flows. Leur dynamique a été reconstituée grâce : (1) à l'observation de CPG déclenchées artificiellement; (2) à l'étude de CPG naturelles observées en mouvement au cours de l'hiver 1989-90; (3) à l'analyse morphosédimentologique détaillée des dépôts qui en résultent (cartographie à grande échelle, granulomère, fabriques). Déclenchées le plus souvent par les pierres qui mitraillent le haut du talus, elles démarrent juste au pied de la paroi, sur des pentes comprises entre 40° et 42°. Grandes de 1 à 3 m, elles avancent par vagues successives à raison de 4,5 m • sec⁻¹ en moyenne. Observées à six reprises au cours de l'hiver 1989-90, elles se produisent quand les talus sont déneigés et que les températures quotidiennes oscillent autour du point de congélation. Les plus longues, survenues au printemps, ont parcouru plus de 500 m, pénétrant sur une centaine de mètres dans la forêt qui recouvre la partie inférieure du talus d'éboulis. Elles se sont arrêtées dans un secteur où la pente générale du versant est de 28°-30°. Les CPG façonnent à la surface du talus des chenaux peu profonds, bordés de levées, prolongés par des lobes terminaux à galets fortement imbriqués. En 1989-90, les CPG ont touché 40 % de la surface totale du talus étudié, soit 65 000 m² environ. Traduit en flux, le volume de débris mobilisé en 1989-90 atteint 4,7 m³-m⁻¹.

LES COULÉES DE PIERRES GLACÉES: UN NOUVEAU TYPE DE COULÉES DE PIERRAILLE SUR LES TALUS D'ÉBOULIS

Bernard HÉTU, Henk VAN STEIJN et Pierre VANDELAC, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1; Department of Physical Geography, State University of Utrecht, Heidelberglaan 2, P.O. Box 80.115, NL-3508 TC Utrecht, The Netherlands; Département de géographie, Université de Montréal, C. P. 6128, Succ. centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Un nouveau type de coulées de pierreaille, les coulées de pierres glacées (CPG), a été observé en activité sur un long talus d'éboulis (640 m) de schiste du nord de la Gaspésie. Située en contexte maritime, par 50° de latitude nord, la région possède un climat tempéré humide à hiver froid. Les CPG correspondent à des coulées de pierreaille superficielles, sans matrice (*open-work*), dont la progression est facilitée par l'existence d'une mince pellicule de glace autour des pierres, réduisant ainsi le frottement. Du point de vue dynamique, les CPG s'apparentent aux *grain flows*. Leur dynamique a été reconstituée grâce : (1) à l'observation de CPG déclenchées artificiellement; (2) à l'étude de CPG naturelles observées en mouvement au cours de l'hiver 1989-90; (3) à l'analyse morphosédimentologique détaillée des dépôts qui en résultent (cartographie à grande échelle, granulométrie, fabriques). Déclenchées le plus souvent par les pierres qui mitraillent le haut du talus, elles démarrent juste au pied de la paroi, sur des pentes comprises entre 40° et 42°. Grandes de 1 à 3 m, elles avancent par vagues successives à raison de 4,5 m · sec⁻¹ en moyenne. Observées à six reprises au cours de l'hiver 1989-90, elles se produisent quand les talus sont déneigés et que les températures quotidiennes oscillent autour du point de congélation. Les plus longues, survenues au printemps, ont parcouru plus de 500 m, pénétrant sur une centaine de mètres dans la forêt qui recouvre la partie inférieure du talus d'éboulis. Elles se sont arrêtées dans un secteur où la pente générale du versant est de 28°-30°. Les CPG façonnent à la surface du talus des chenaux peu profonds, bordés de levées, prolongés par des lobes terminaux à galets fortement imbriqués. En 1989-90, les CPG ont touché 40 % de la surface totale du talus étudié, soit 65 000 m² environ. Traduit en flux, le volume de débris mobilisé en 1989-90 atteint 4,7 m³ · m⁻¹.

ABSTRACT *Flows of frost-coated clasts : a recently discovered scree slope grain-flow type.* A newly discovered grain-flow type, called frost-coated clast flow (FCCF) was observed in motion on a shale scree slope in northern Gaspésie. This maritime region situated at 50°N is characterized by a humid mid-latitude climate with cold winters. The frost-coated clast flows are superficial flows of completely matrix-free clasts, the movement of which is enhanced by a thin ice coating around the particles that greatly reduces the intergranular friction. Flow properties were determined by observation of: (1) artificially triggered movement, (2) natural flows in motion, and by detailed geomorphological and sedimentological analysis of deposits caused by the FCCF-events of 1989-90. FCCF activity starts on the steep upper scree slope, just below the rock walls that form the highest parts of the slope system. Movement is triggered in most cases by rock fall impact onto the uppermost talus accumulations. Moving flows show sequences of several bores that are 1-3 m wide and run downslope with velocities around 4,5 m s⁻¹. During the winter of 1989-90 FCCF activity was observed six times. Flows occurred when the scree slopes were snow free, and generally while daily temperatures oscillated around freezing point. Strong winds, increasing rockfall frequencies, facilitated flow initiation. The longest flows covered distances up to 500 m, penetrating about 100 m into the forest at the lower part of the scree slope. The flows stopped where slope angles had decreased to 28°-30°. The FCCF form shallow channels on the talus surface, bordered by lateral levees, and ending in frontal lobes which in part were impeded by vegetation. Each morphosedimentological unit appears to have a characteristic set of sedimentary properties. In the winter season of 1989-90 FCCF activity affected 40% of the scree slope under study, or some 65 000 m². This means that the flux of material mobilised in 1989-90 is over 4,7 m³ · m⁻¹.

ZUSAMMENFASSUNG *Ströme vereisten Schutts: ein neulich entdeckter Typ der Schuttströme.* Ein bisher unbekannter Typ der Schuttströme, angedeutet als Ströme vereisten Schutts (SVS), wurde während der Bewegung beobachtet an einer schieferigen Schutthalde in Gaspésie, Québec. Dieses maritime Gebiet mittlerer Breite (etwa 50°N) weist ein gemässigt-humides Klima auf mit kaltem Winter. Die SVS sind matrixlose, oberflächliche Steinströme, deren Bewegung ermöglicht wird von einer millimeterdicken Eisrinde, welche sich unter Umständen um die Steine des Hangschutts bildet, was die Reibung im Material stark reduziert. Die Eigenschaften der Ströme wurden folgenderweise festgestellt: 1. durch Beobachtung künstlich erzeugter Ströme; 2. durch Beobachtung natürlicher SVS während ihrer Bewegung; 3. durch detaillierte morphosedimentologische Analysen der gebildeten Ablagerungen. Die SVS-Aktivität wird meistens von Steinschlag ausgelöst am obersten Teil der Schutthalde, gerade unterhalb der Wände aus anstehendem Gestein, wo die Halde Hangneigungen von 40-42° aufweist. Jeder SVS-Vorgang besteht aus mehreren Wellen, deren mittleren Geschwindigkeit um 4,5 ms⁻¹ liegt. Die Ströme sind 1-3 m weit. Im Winter 1989-90 wurden sechs SVS-Episoden festgestellt, und zwar jedesmal als die Schutthalde schneefrei war und als die Tagestemperaturen um den Gefrierpunkt schwankten. Die längsten SVS überbrückten eine Strecke von mehr als 500 m, wobei sie etwa 100 m im Wald am unteren Teil der Schutthalde vorstießen. Die Bewegung endete wo die Hangneigung bis etwa 28-30° abgenommen war. Die SVS hinterliessen gut erkennbare Formen: Rinnen von geringer Tiefe, beiderseits von "Uferwällen" begrenzt, und Zungen, welche das distale Ende der Ablagerungen bilden. In 1989-90 wurde 40% der gesamten Oberfläche der untersuchten Schutthalde von SVS betroffen, was einen Sedimentflux in dieser Periode von mehr als 4,7 m³ · m⁻¹ bedeutet.

INTRODUCTION

Plusieurs auteurs ont observé dans la partie supérieure des talus d'éboulis de petites coulées de pierraille déclenchées le plus souvent par l'impact des pierres tombées de la paroi, mais aussi, à l'occasion, par le passage des animaux ou des randonneurs (Rapp, 1960a, 1960b; Bones, 1973; Gardner, 1979; Dellion, 1986; Francou, 1988a, 1988b; Héту, 1986, 1991; Pérez, 1985, 1988, 1989). Mobilisant un volume de débris qui excède rarement le mètre cube, ces coulées correspondent à des glissements à sec de pierraille sans matrice, relativement rapides ($0,5$ à $1 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$), affectant la tranche superficielle des talus d'éboulis sur 5 à 20 cm d'épaisseur (Rapp, 1960b; Gardner, 1979; Pérez, 1985, 1988, 1989; Héту, 1991). Parcourant des distances en général assez courtes ($< 15 \text{ m}$), elles sont toujours très étroites ($< 2 \text{ m}$) et présentent un tri latéral et vertical évident : les petits éléments se concentrent à la base de la coulée tandis que les gros glissent vers le front et les marges (Rapp, 1960b; Héту, 1986; Francou, 1988b). Francou (1988b, p. 427) a noté qu'elles étaient plus faciles à déclencher « dans ou au débouché des couloirs bien marqués dans la corniche », secteurs les mieux approvisionnés en débris.

Ces glissements de pierraille ont reçu des noms divers : coulées sèches (Francou et Héту, 1989; Héту, 1991), avalanches sèches/dry avalanches (Statham, 1973; Francou, 1988a), dry (shallow) slides (Gardner, 1979; Pérez, 1985, 1988), grain flows (Wasson, 1979; Lowe, 1976), miniature debris slides (Pérez, 1989), small scree slides (Brunner et Scheidegger, 1974), rock slides (Bones, 1973), small talus slides (Rapp, 1960a, 1960b). Elles évoluent sur des pentes relativement élevées (Lowe, 1976, 1982; Gardner, 1979; Pérez, 1985, 1988, 1989) comprises entre l'angle d'inclinaison critique (= *angle of initial yield* de Allen, 1969, noté ϕ_i) et l'angle de repos (= *angle of residual shear*, *ibid.*, noté ϕ_r), lesquels s'établissent, pour les schistes gaspésiens par exemple, à $\pm 41^\circ$ et $\pm 37^\circ$ respectivement (Héту, 1986, 1991). Dans les granites de la combe de Laurichard (Alpes françaises), les coulées sèches démarrent sur des pentes de 38° - 39° et s'arrêtent vers 34° - 36° (Francou, 1988b). Les coulées sèches sont donc, en général, confinées à une bande très étroite située à la tête des grands talus d'éboulis, secteur où les pentes atteignent leurs valeurs maximales (Pérez, 1985, 1989). En Gaspésie, cette bande ne dépasse guère 30 à 50 m de largeur (Héту, 1986), alors que les talus d'éboulis atteignent, eux, 500 à 700 m de longueur. Pour cette raison la plupart des auteurs leur accordent une part assez modeste dans le bilan sédimentaire global des talus d'éboulis (Rapp, 1960a; Francou, 1988a, 1988b).

Cet article a pour but l'analyse d'un nouveau type de coulées de pierraille observé pour la première fois en Gaspésie durant l'hiver 1987-88 : les coulées de pierres glacées (Héту et Vandelac, 1989). Elles correspondent à des coulées de pierraille sans matrice dont la progression est facilitée par l'existence d'une mince pellicule de glace autour des pierres, ce qui réduit considérablement le frottement. Par conséquent, elles franchissent des distances relativement longues (environ 100 m en 1987-88) par rapport aux coulées sèches évoquées plus haut et ce sur des pentes nettement infé-

rieures à l'angle de repos (ϕ_r) des mêmes débris à l'état sec (Héту et Vandelac, 1989). Au moment où ces coulées de pierraille ont été observées, la neige était soit absente, soit en quantité négligeable, ce qui interdit tout rapprochement possible avec les avalanches. Plusieurs coulées de pierres glacées survenues au cours de l'hiver 1989-90, dont trois observées en activité au cours d'un programme d'observation en continu, ont permis d'analyser leur dynamique.

Les objectifs spécifiques de cette étude sont : (1) décrire les coulées de pierres glacées et les dépôts qui en résultent : morphologie et faciès; (2) identifier les conditions climato-édaphiques qui favorisent leur déclenchement; (3) reconstituer leur dynamique.

DESCRIPTION DU TALUS D'ÉBOULIS ÉTUDIÉ

Le talus d'éboulis étudié (talus T3) est situé en Gaspésie septentrionale, dans la vallée de la rivière à Pierre (fig. 1). Il est alimenté par une paroi rocheuse fortement inclinée (50° à plus de 70° suivant les secteurs) de 70 m de hauteur (fig. 2). Recoupant des formations sédimentaires friables d'âge ordoVICIEN, constituées principalement de schiste argileux (55%), de grauwaque (40%) et de calcisiltite (5%) finement lités (Enos, 1969), la paroi livre en abondance des débris de petit calibre ayant la forme de plaquettes et d'aiguilles allongées (tabl. I). En raison de leur faible indice de sphéricité, les débris ne peuvent rouler sur de grandes distances; ils

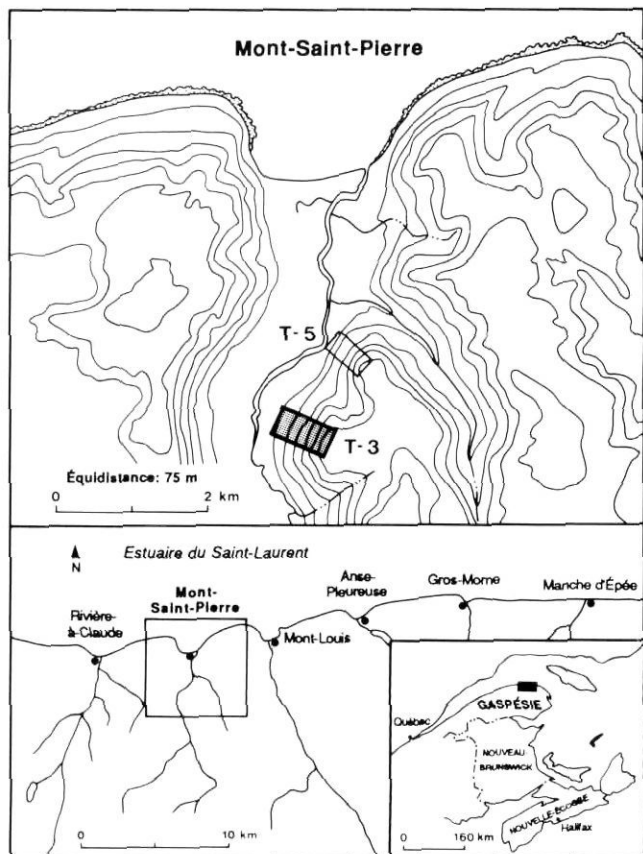


FIGURE 1. Localisation du talus d'éboulis étudié.
Location of the studied scree (T3).



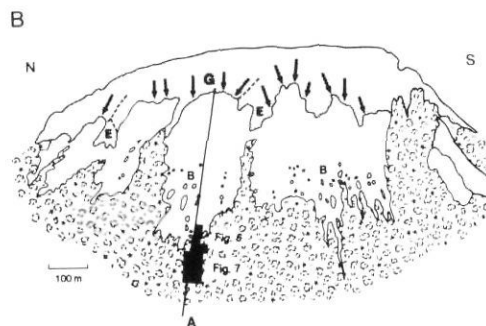
FIGURE 2. Le talus d'éboulis étudié (T3). A) Cliché réalisé en juin 1989. B) Croquis localisant le profil AG présenté à la figure 3, les zones cartographiées aux figures 6 et 8, les bosquets isolés (B) du pierrier, les éperons rocheux qui se détachent de la paroi (E), représentée en grisé, et les principales voies de pénétration des débris (flèches = couloirs incisés dans la paroi) à la tête du talus d'éboulis.

s'accumulent pour l'essentiel à la tête de l'éboulis, sous les couloirs de la paroi (fig. 2), constituant des masses de débris instables (pente : 40° à 42° ; Héty et Vandelac, 1989).

La longueur totale du talus d'éboulis, mesurée du pied de la paroi au fond de la vallée, est de 640 m. Il présente un profil concave à grand rayon de courbure (fig. 3) : 80 à 85 % de la longueur totale du talus, possède une inclinaison inférieure à l'angle de repos (ϕ_r) des débris secs (Héty, 1986). Seule la section FG (fig. 3), près de la paroi, qui a au plus 100 m de longueur, a une pente supérieure à 36° .

Le trait le plus frappant sur ce talus d'éboulis est la présence d'un système de chenaux, assez dense, mais peu ramifié, couvrant toute la zone sans végétation (fig. 4). Ces chenaux, peu profonds (< 20 cm), de moins de 2 m de largeur et dont le fond est tapissé de petites aiguilles de schiste de la taille des graviers, sont bordés de levées étroites (30 à 100 cm), de 5 à 20 cm de hauteur, constituées de galets et de blocs sans matrice (Héty, 1990). Absents ou très discrets dans la partie supérieure du talus (fig. 3 : segment FG), les chenaux sont omniprésents au-delà du mètre 100 (fig. 4). Dans la section centrale du talus, c'est-à-dire entre les mètres 100 et 250 environ (fig. 3 : segment EF), ils présentent un tracé quasi rectiligne et les levées, discontinues, ont moins de 20 cm de hauteur. Au-delà du mètre 250, les chenaux, au tracé plus sinueux, serpentent entre les buissons isolés, qui représentent autant d'obstacles. Plusieurs chenaux sont prolongés par des accumulations en forme de lobe surbaissé, formées de galets imbriqués, ayant 2 à 6 m de longueur, 1 à 3 m de largeur et 0,2 à 0,4 m d'épaisseur (Héty, 1990).

Dans sa section supérieure, appelée pierrier, le talus T3 est dépourvu de végétation jusqu'au mètre 250 environ (segment EG sur la fig. 3). Au-delà, apparaissent des buissons isolés de forme ovale, trapus, toujours très denses, mono-



The studied scree (T3). A) Photo taken in June 1989. B) Position of several parts of the slope discussed : section A-G (Fig. 3), areas mapped in detail (Fig. 6 and 7), isolated groves present on the talus (B), bedrock spurs (E) belonging to the rockwall zone (grey areas), and the most important debris transfer paths at the talus head (arrows : chutes dissecting the rockwall).

TABEAU I

Largeur et forme des éléments à la surface du talus d'éboulis T3. Nombre d'éléments mesurés : 1600 fragments échantillonnés au hasard entre le pied de la paroi et la forêt. Seuls les fragments dont la largeur est égale ou supérieure à 10 mm furent mesurés.

	Moyenne	Médiane	Écart type	Maximum	Minimum
Largeur (mm)	36,6	23,6	26,3	272,0	10,0*
Rapport b/a	0,41	0,40	0,20	1,00	0,10
rapport c/b	0,23	0,19	0,22	0,96	0,12
sphéricité**	0,30	0,29	0,11	0,93	0,11
aplatissement***	6,8	5,6	4,4	38,7	1,2

* limite inférieure de l'échantillonnage

** indice de sphéricité de Krumbein : $[bc/a^2]^{1/3}$

*** indice d'aplatissement de Cailleux : $(a + b)/2c$

spécifiques, qui correspondent à des clones de thuya occidental (*Thuja occidentalis*), sous forme de *krummholz* (fig. 2).

Une forêt continue, associant le sapin baumier (*Abies balsamea*), le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), le peuplier baumier (*Populus balsamifera*) et le thuya occidental (*Thuja occidentalis*), abondant dans les bordures forestières, recouvre la partie inférieure du talus sur une distance qui correspond à environ 40 % de sa longueur (fig. 2 et 3).

Le talus T3 est un éboulis assisté typique où les processus de remaniement (Francou et Héty, 1989) jouent un rôle déterminant dans la redistribution des débris après leur courte chute depuis la paroi (Héty et Gray, 1980; Héty et Vandelac, 1989; Héty, 1990, 1991, 1992).

LE CLIMAT RÉGIONAL

Située en contexte maritime, par 50° de latitude nord, la Gaspésie septentrionale possède un climat tempéré humide à hiver froid (Gagnon, 1970). La température moyenne annuelle au niveau de la mer est de 3°C . Les températures moyennes mensuelles de janvier et de juillet atteignent respectivement $-13,8$ et $20,0^\circ\text{C}$. Les précipitations annuelles moyennes, bien réparties sur l'ensemble de l'année, correspondent à une tranche d'eau de 1000 mm, dont 30 à 35 %

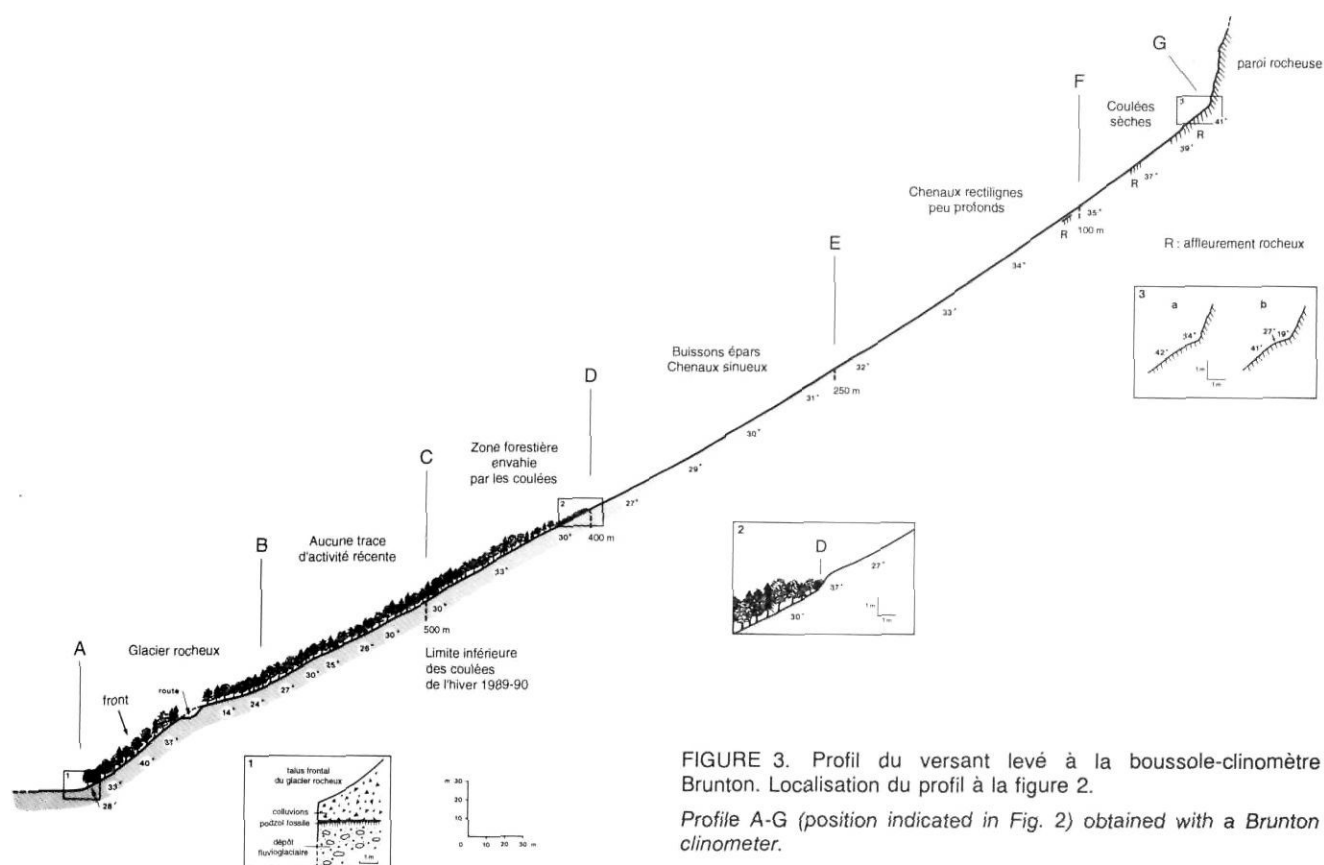


FIGURE 3. Profil du versant levé à la boussole-clinomètre Brunton. Localisation du profil à la figure 2.

Profile A-G (position indicated in Fig. 2) obtained with a Brunton clinometer.

tombant sous forme de neige entre le 15 octobre et le 30 avril (Gagnon, 1970). Cependant, ces données — des moyennes — masquent le caractère très contrasté des hivers gaspésiens (Hétu et Vandelac, 1989), mieux traduit par la figure 5 qui illustre l'évolution des conditions météorologiques quotidiennes du 1^{er} novembre 1989 au 30 avril 1990. Malgré des températures moyennes mensuelles bien en deçà de 0°C, chaque mois d'hiver reçoit, en moyenne, 10 à 20 mm de pluie tombée lors de redoux, phénomène fréquent sous ce climat à tendance maritime (Gagnon, 1970). Les vents, qui soufflent fréquemment en rafales, peuvent dépasser les 100 km·h⁻¹ lors des blizzards, entraînant une déflation éolienne très intense dans les secteurs sans végétation (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu, 1991, 1992). Ainsi, malgré des chutes de neige relativement abondantes et assez bien réparties tout au long de l'hiver (fig. 5C), les zones sans végétation dense sur les talus d'éboulis sont très souvent dépourvues de neige, ce qui explique en partie l'inefficacité des avalanches (Hétu et Vandelac, 1989). La neige est soufflée vers les bordures forestières où, localement, son épaisseur dépasse les 3 à 4 m. Plus bas dans la forêt, elle est de l'ordre de 1 à 1,5 m en moyenne. En sous-bois, les derniers culots de neige disparaissent vers la fin du mois de mai.

MÉTHODOLOGIE

DYNAMIQUE DES COULÉES DE PIERRES GLACÉES

Des coulées de pierres glacées artificielles, déclenchées le 2 décembre 1987 en lançant des pierres dans la partie

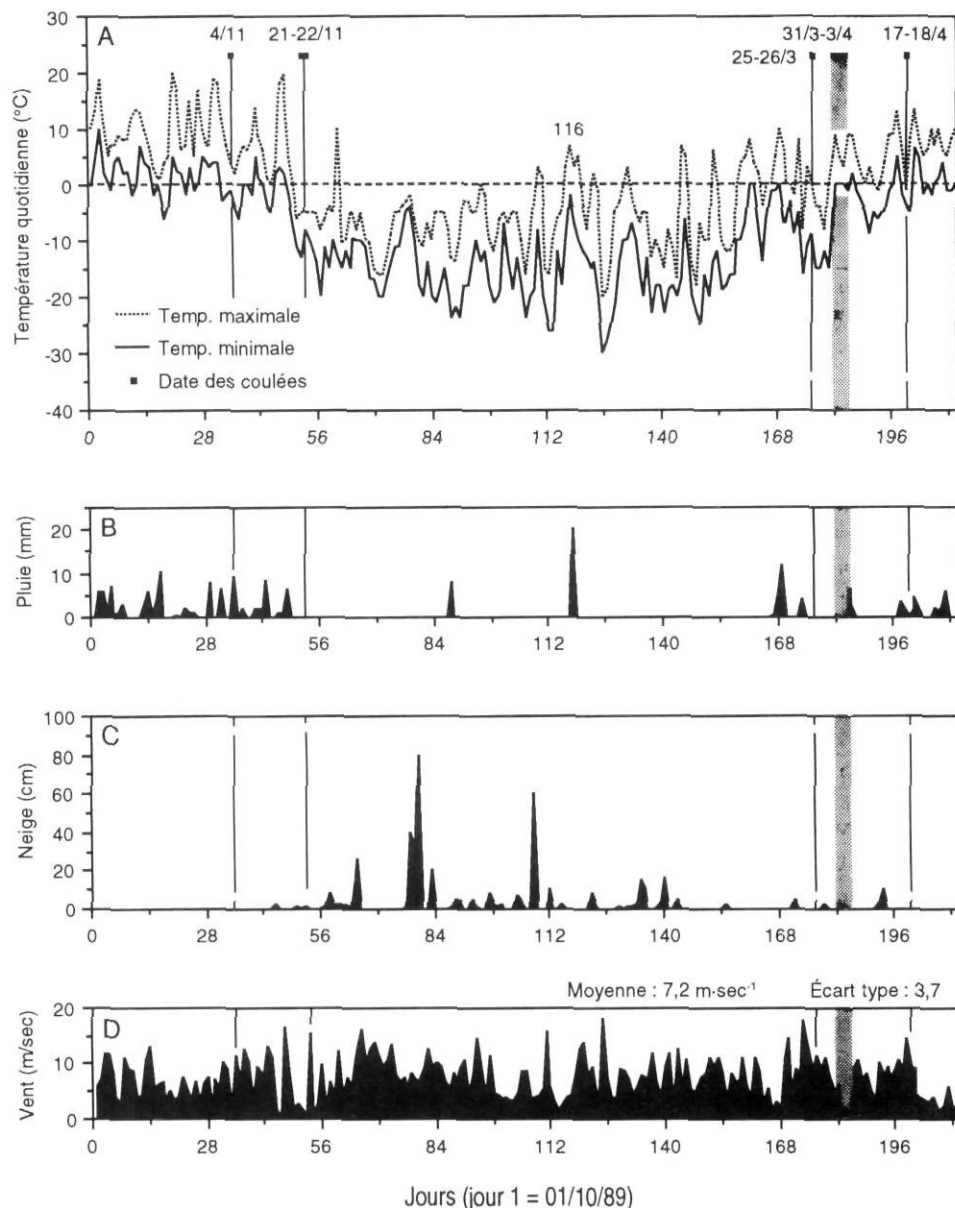


FIGURE 4. Microtopographie du talus T3 soulignée par de minces bancs de neige filiformes au fond des chenaux. Rectilignes dans la partie supérieure du talus, les chenaux deviennent sinueux dans la zone des buissons isolés. À noter les épaisses congères de neige soufflée dans la frange forestière. La ligne oblique dans la forêt correspond à un chemin. Cliché réalisé le 8 avril 1990.

Microtopography of scree T3 outlined by elongated snow accumulations on shallow channel bottoms. On the upper parts of the talus, channels are rectilinear, while they become sinuous in the zone of isolated shrubs and groves. Much thicker snow accumulations are present within the forest border zone. The oblique white line within the forest represents a road. Photo taken April 8, 1990.

FIGURE 5. Évolution des conditions météorologiques quotidiennes entre le 1^{er} octobre 1989 (jour 1) et le 30 avril 1990.

Daily weather conditions for the period October 1, 1989 (day 1) to April 30, 1990.



supérieure du talus d'éboulis T5 (Hétu et Vandelac, 1989), ont éclairé certains aspects de leur dynamique. Le modèle dynamique proposé s'inspire, d'une part, des travaux de Bagnold (1954, 1966) et de Allen (1972) sur les coulées de sable sec, fréquentes au front des dunes éoliennes, et, d'autre part, des recherches de Lowe (1976, 1982) sur les *grain flows* sous-aquatiques.

INVENTAIRE ET CARTOGRAPHIE DES COULÉES

L'un de nous (P. V.) a résidé à Mont-Saint-Pierre de septembre 1989 à la fin de juin 1990, dans une maison dont la localisation au pied du talus T3 a permis une grande densité d'observations, très proche du suivi en continu. À chaque jour durant cette période, le talus d'éboulis était photographié à partir d'un site de visée fixe. Une à deux fois par semaine, l'observateur escaladait le talus d'éboulis étudié afin de recueillir des données complémentaires sur l'évolution des conditions climato-édaphiques : répartition et épaisseur de la

neige, présence ou absence de glace sur les pierres du talus, type de glace, sous-sol gelé, etc.

Le troisième auteur (P. V.) a pu observer quelques coulées de pierres glacées naturelles en activité. Les clichés réalisés depuis de fond de la vallée ont permis de suivre le développement des coulées, d'estimer leur vitesse, de délimiter les zones touchées à chacun des événements.

La cartographie détaillée des débris frais accumulés dans la partie inférieure du pierrier et en forêt par les coulées de l'hiver 1989-90 a été effectuée directement sur le terrain en septembre 1990. À cette date, ils étaient encore parfaitement identifiables à leur couleur gris foncé contrastant avec le reste du talus, plus pâle. S'étant déposés après la chute des feuilles de l'automne 1989, ils étaient en outre dépourvus de débris végétaux. En revanche, dans les zones épargnées par les coulées en 1989-90, plusieurs pierres étaient recouvertes d'une patine ocre, de mousses, de lichens ou de débris végétaux divers suivant l'âge et la localisation des surfaces.

LES DONNÉES MORPHOSÉDIMENTOLOGIQUES

En septembre 1990, les deux premiers auteurs ont procédé à l'analyse morphosédimentologique détaillée des dépôts laissés par les coulées de l'hiver 1989-90. Une bande parallèle à la pente de 22 m de largeur sur 76 m de longueur B (dans le sens de la pente), située dans la partie inférieure du pierrier (fig. 2B), a été cartographiée en détail à très grande échelle, soit à 1/75 environ (fig. 6). Un total de 124 mesures de pentes locales furent réalisées dans les différentes unités morphosédimentologiques inventoriées en apposant une boussole-clinomètre sur la face supérieure d'une perche de bois de 2,8 m de longueur placée contre le sol.

Certaines coulées ont pénétré dans la forêt qui recouvre le bas du talus T3 sur une distance d'environ 100 m (fig. 7). La zone d'accumulation des débris en sous-bois, qui fait 45 m de largeur sur 90 m de longueur (dans le sens de la pente), a été cartographiée à l'échelle de 1/200 (fig. 8). L'épaisseur des débris accumulés sur la neige a été évaluée par Pierre Vandelac, une semaine après les dernières coulées du printemps, le long de sept transects perpendiculaires aux langues de débris (fig. 8).

Le faciès des dépôts accumulés par les coulées de pierres glacées a été analysé selon le protocole suivant : 1) 17 sites ont été sélectionnés de manière à intégrer chacune des unités morphosédimentologiques cartographiées (fig. 6 et 8). 2) À chacun des sites, on a mesuré les paramètres suivants sur 50 éléments contigus pour éviter de les choisir :

- La longueur, la largeur et l'épaisseur des éléments, respectivement les axes a, b et c de la notation de Krumbein (1941). Avec ces données, on a pu calculer, pour chaque cailloux, l'indice de sphéricité de Krumbein (1941) obtenu comme suit : $I_s = (bc/a^2)^{1/3}$. Les traitements statistiques (moyenne, écart type) ont été effectués avec le logiciel StatView SE + Graphics™ produit par Abacus Concepts, Inc. (1988).
- L'inclinaison et l'orientation du grand axe des éléments mesurée dans le sens de la plongée à la boussole-clinomètre Brunton ou Silva suivant les sites et les opérateurs. Des diagrammes de Schmidt ont été réalisés avec le logiciel Stereo 5.02 de McEachren (1986). Ce logiciel calcule aussi les valeurs propres normalisées S_1 , S_2 et S_3 , l'orientation et l'inclinaison du grand vecteur propre V_1 , la variance sphérique, les indices r_1 , $[= \ln(S_1/S_2)]$, r_2 , $[= \ln(S_2/S_3)]$ et K , $[= r_1/r_2]$ suivant la méthode de Davis (1986) et la notation de Woodcock (1977).

Sur un versant, l'inclinaison des cailloux par rapport à l'horizontale n'a pas grande signification. Leur inclinaison par rapport au versant est beaucoup plus intéressante, comme l'ont montré Giardino et Vitek (1985) pour les glaciers rocheux. Pour faciliter la comparaison des sites entre eux, on a utilisé un indice d'imbrication (Hétu, 1986) calculé comme suit :

$$I_{iv} = P_L - V_1$$

où

$$I_{iv} = \text{indice d'imbrication ("v" pour vecteur) en degrés (°)}$$

P_L = pente locale (°)

V_1 = inclinaison du vecteur moyen, V_1 (°)

Dans le calcul de I_{iv} , il faut aussi tenir compte de la direction de plongée du vecteur V_1 . S'il est à contre-pente, alors $I_{iv} = P_L + V_1$. Cette formule a été utilisée pour les sites 3, 4, 5, 8, 12 et 14 (fig. 6).

RÉSULTATS

CINÉMATIQUE DES COULÉES EXPÉRIMENTALES

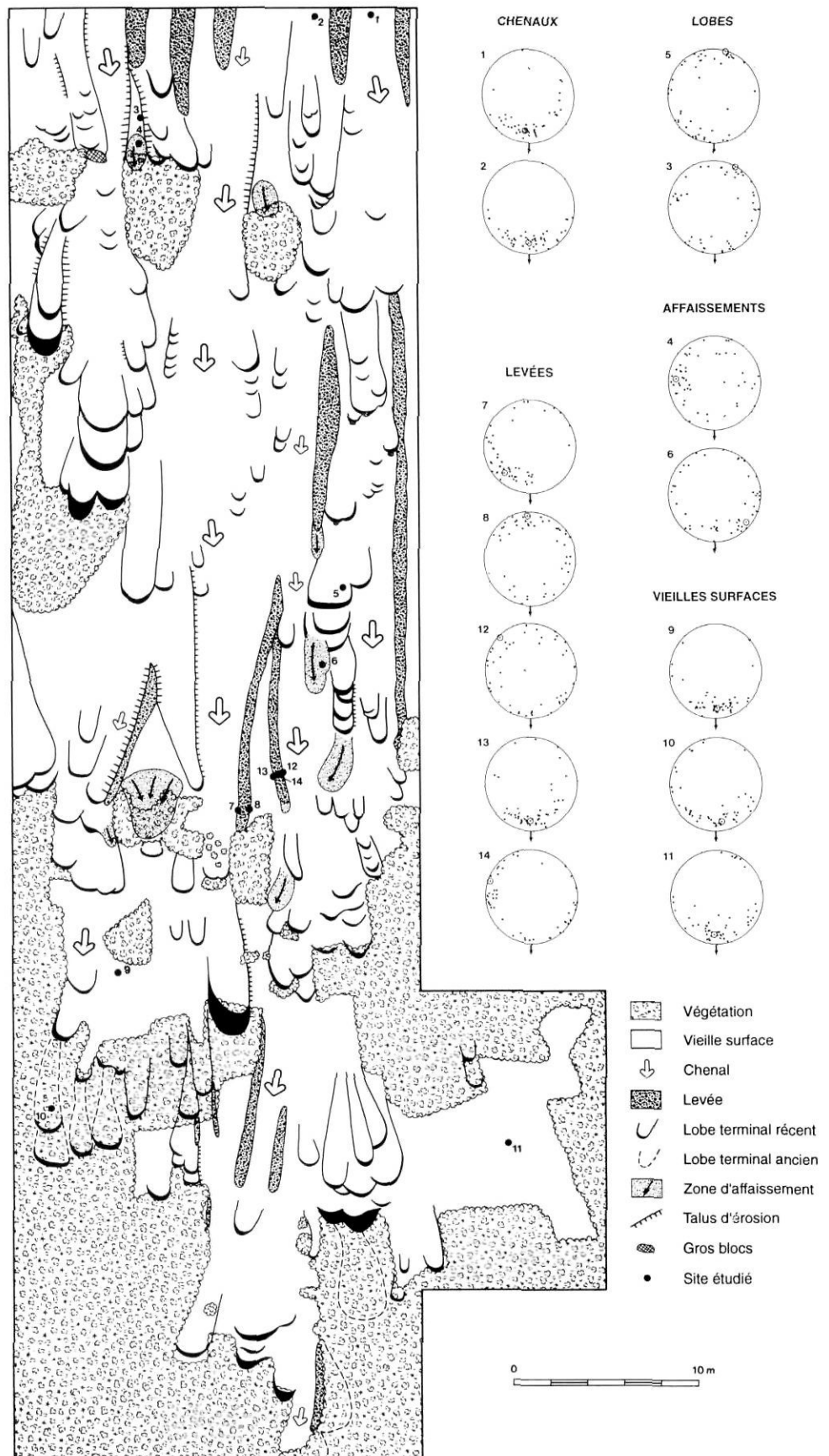
Trois coulées de pierraille déclenchées artificiellement dans la partie supérieure du talus T5 (fig. 1), le 2 décembre 1987, précisent la cinématique de ce type particulier de *grain flow* (Hétu et Vandelac, 1989). À cette date, le talus T5 était presque entièrement déneigé, à l'exception de quelques minces bancs de neige filiformes soufflés au fond des chenaux la nuit précédente. La majorité des pierres à la surface du talus étaient recouvertes en tout ou en partie d'une mince pellicule (<1 mm) de glace provenant de l'engel de l'eau de pluie tombée entre le 30 novembre et le 1^{er} décembre : 36,2 mm en 3 jours, d'après la station météorologique de Mont-Louis, située 8 km à l'est, à une altitude de 15 m. La glace a joué le rôle de « lubrifiant », facilitant la progression des coulées de pierraille.

Les coulées ont été déclenchées en lançant des pierres sur la partie supérieure du talus, dans un secteur où la pente est comprise entre 39° et 41°. Les pierres ont été jetées contre la paroi depuis un petit éperon rocheux afin de simuler des chutes de pierres naturelles. La hauteur de chute variait entre 10 et 20 m. On observe sur ces parois de schiste une grande quantité de fragments déjà détachés de la roche en place, reposant en équilibre instable sur des aspérités d'origines diverses : couches dures faisant saillies, etc. En dévalant la paroi, les pierres lancées ont délogé plusieurs de ces pierres branlantes, déclenchant une véritable mitraille. Les coulées s'amorcent lorsque les pierres, en retombant, percutent le haut du talus. Sous l'impact, les fragiles ponts de glace reliant les pierres entre elles sont brisés. Dans un premier temps, quelques pierres seulement sont mises en mouvement, puis, rapidement, les coulées s'organisent par effet d'entraînement. Ayant 1 m de largeur environ, les coulées ont duré moins de 30 secondes. Les flux de débris étaient constitués de quelques blocs, de galets et de graviers mélangés à une faible quantité de neige granuleuse. Leur vitesse moyenne, le 2 décembre 1987, estimée visuellement, était de l'ordre de 1 à 2 m·sec⁻¹. Durant leur progression, il s'opère une triple ségrégation du matériel (fig. 9A) : 1) Les graviers et la neige s'infiltrèrent à la base de la coulée (fig. 10 et 11), par autotamisage, tandis que les galets et les blocs « flottent » en surface (Rapp, 1960b). C'est le *sieve effect* de Carniel et Scheidegger (1974), phénomène déjà décrit dans les coulées sèches (Hétu, 1986; Francou, 1988b). 2) Quelques gros éléments glissent ou roulent vers les marges des coulées, où ils se concentrent, construisant des levées de 5 à 10 cm de hauteur (fig. 9A). 3) Ceux situés au centre de la coulée, où le flux de débris est plus rapide, parviennent jusqu'au front.

À l'échelle d'une coulée, la fin du processus est un phénomène diachrone. Les galets situés au front de la coulée

FIGURE 6. Cartographie morphosédimentologique détaillée d'une zone fortement touchée par les coulées de pierres glacées de l'hiver 1989-90. Localisation de la zone cartographiée à la figure 2. Dans la marge : diagrammes de Schmidt des 14 stations d'échantillonnage sur le pierrier. La flèche indique l'orientation de la pente locale.

Large-scale morpho-sedimentological map of a zone heavily affected by flows of frost coated clasts in the winter of 1989-90. The position of the area mapped is given in Figure 2. Diagrams in the margin show clast fabrics for the 14 sites of detailed observation indicated in the map. Arrow : local slope orientation. Legend : 1) vegetation, 2) older surface, 3) channel, 4) lateral levee, 5) frontal lobe, 6) post-sedimentary collapse zone, 7) erosion scarp, 8) slope-angle value, 9) site of detailed observation.



s'immobilisent en premier tandis qu'à l'amont le flux de débris est encore en mouvement. Rapidement, la « vague » d'arrêt se propage vers l'amont, entraînant un bourrage des débris. Il en résulte une forte imbrication des galets qui viennent s'empiler les uns sur les autres, construisant des lobes terminaux bombés de 15 à 25 cm d'épaisseur, de 0,7 à 1 m de largeur et de 1 à 2 m de longueur (fig. 9B).

En réalité, pendant les 20 à 30 secondes que dure une coulée, le flux de débris n'est pas continu. Comme les laves boueuses, les coulées de pierres glacées avancent par vagues successives. La première vague de débris atteint rapidement sa vitesse maximale, parcourt 10 à 15 mètres, puis s'arrête. Elle est suivie d'une queue de débris, plus lente, constituée : 1) des graviers « infiltrés » à la base de la coulée durant le mouvement, par autotamassage; 2) de pierres arrachées aux flancs du chenal creusé ou emprunté par la coulée. Lorsque la queue de débris rejoint le lobe frontal, déjà immobile, elle le recouvre partiellement en amont, ce qui provoque une surcharge suffisante pour le remettre en mouvement (fig. 9D). Chaque remise en mouvement correspond ainsi à l'arrivée au front d'une nouvelle vague de débris. Si le lobe frontal est trop épais ou bien ancré, il arrive que les vagues ultérieures soient déviées, ponctuant le tracé de nombreuses bifurcations (fig. 9C).

Lorsque les coulées de pierres glacées franchissent une petite congère, elles se chargent de neige (Hétu et Vandelac,



FIGURE 7. Débris grossiers *openwork* déposés dans la forêt au bas du pierrier par les coulées survenues entre le 31 mars et le 3 avril 1990. À cet endroit la couche de débris atteint 40 à 50 cm d'épaisseur. Le diamètre du plus gros arbre est de 20 cm environ.

Debris deposited within the forest by flows of frost-coated clasts that occurred between March 31 and April 3, 1990. At this site, thickness of the openwork debris accumulation is 40-50 cm. Diameter of the large tree in the centre is about 20 cm.

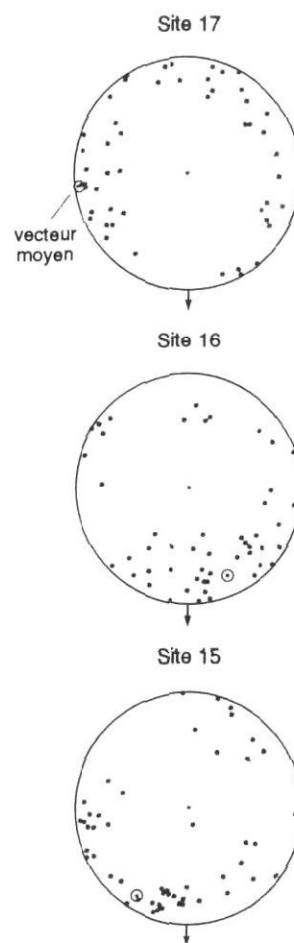
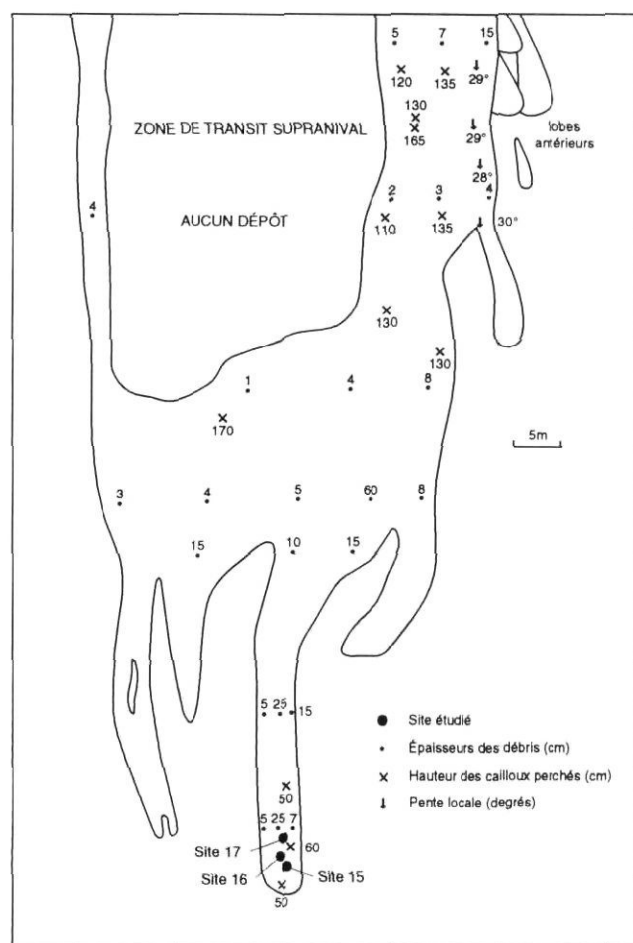


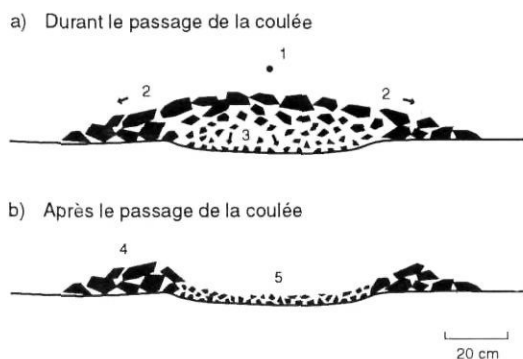
FIGURE 8. Secteur forestier affecté par les coulées de pierres glacées de l'hiver 1989-90. Localisation à la figure 2. Les stations de mesures 15 à 17, accompagnées de leur diagrammes de Schmidt respectifs, sont situées au bas de la grande langue de débris. La flèche indique l'orientation de la pente locale.

A part of the forested lower scree slope affected by the frost-coated clast flows of winter 1989-90. The position of this sector is shown in Figure 2. Observation points 15-17 are situated at the lower end of the largest debris tongue. Fabric diagrams for these sampling sites are shown in the margin. Arrow : local slope orientation.

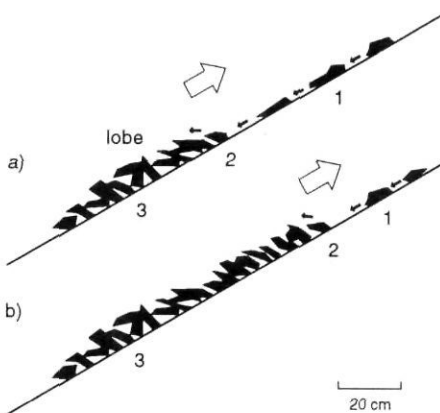
FIGURE 9. Cinématique des coulées de pierres glacées.

A) Granoclassement vertical et latéral au sein d'une coulée en mouvement. 1. Flux de débris vers l'observateur; 2. Glissements latéraux de gros fragments vers les marges de la coulée; 3. En réponse aux multiples collisions internes, la coulée est dilatée, favorisant l'infiltration des petits éléments vers la base et la concentration des gros fragments en surface. — Après le passage de la coulée: 4. Levée constituée de galets et de blocs *openwork*; 5. Chenal tapissé de gravier. B) Construction d'un lobe frontal par accretion remontante (flèche blanche). 1. Galets en mouvement glissant à plat sur le versant; 2. Galet percutant la partie amont d'un lobe frontal en construction. Le galet vient se caler contre ceux déjà immobiles (3) tout en se redressant. Il en résulte une forte imbrication des éléments. C) Flux de débris dévié par un lobe immobile et bien ancré. Une partie du lobe est érodé: un petit talus d'érosion (TE) apparaît. D) Remise en marche des lobes par surcharge. 1. Lobe terminal immobile. 2. Un deuxième lobe le chevauche en amont. Toute la masse (1+2) est alors remise en mouvement. Flèche noire: direction du mouvement.

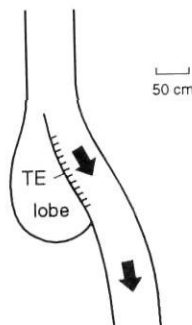
A. TRIAGE AU SEIN D'UNE COULÉE (coupe transversale)



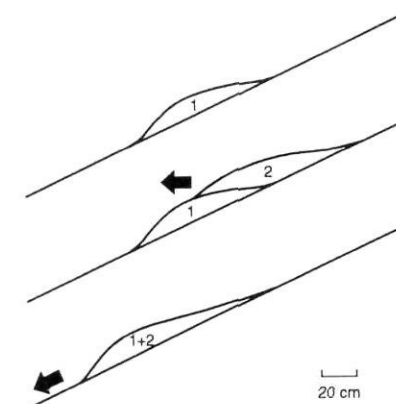
B. CONSTRUCTION D'UN LOBE FRONTAL



C. DÉVIATION DU FLUX DE DÉBRIS



D. REMISE EN MOUVEMENT DES LOBES PAR SURCHARGE



Kinetic aspects of flows of frost-coated clasts. A) Vertical and lateral sorting within a moving flow. 1. Flow of clasts towards the observer; 2. large clasts sliding towards the lateral flow margins; 3. dilation of the flow caused by particle collisions, favouring inverse grading. — After the passage of the flow; 4. levee formed by coarse openwork gravel; 5. fine gravel on channel bottom. B) Formation of a frontal lobe by upslope accretion (large open arrows). 1. Clasts sliding downslope with long-axis dip subparallel to the topographical slope; 2. clast hitting the upslope part of a developing frontal lobe. The clast is coming to rest in a steepened position against the already immobilised material (3), resulting in a strong imbrication of the elements. C) Deviation of a clast flow (flow direction indicated by arrow) by an immobilised, well-anchored lobe. A part of this lobe was eroded away: a small erosion scarp developed. D) Remobilisation of a lobe by loading. 1. Immobile frontal lobe; 2. A second lobe is climbing on the former, leading to the remobilisation of the whole mass (1 + 2). The arrow indicates the direction of movement.

1989). Introduisant un « lubrifiant » supplémentaire, cette neige provoque une accélération des coulées jusqu'à 2 ou 3 m·sec⁻¹. Très vite cependant, la neige s'infiltré à la base des coulées, où elle se dépose mélangée aux graviers (fig. 10B), entraînant un ralentissement de l'écoulement jusqu'à la prochaine congère. Ainsi, si la neige n'est pas absolument nécessaire à la progression des coulées (l'enduit glacé suffit), il est clair qu'elle en facilite le déplacement.

Les coulées s'arrêtent définitivement lorsque les conditions suivantes sont réalisées, ensemble ou séparément. 1) Durant le mouvement, une bonne partie du matériel sort de la coulée: d'une part, latéralement, vers les levées et, d'autre

part, vers le fond du chenal, par infiltration (fig. 9A et 10B). Au-delà d'une certaine distance, variable d'une coulée à l'autre, le matériel « perdu » n'est plus renouvelé, car en s'allongeant la coulée s'éloigne de sa principale zone d'alimentation, c'est-à-dire les stocks de débris instables accumulés au pied de la paroi. La coulée, qui n'est plus suffisamment alimentée, s'immobilise. 2) La perte des petits éléments, par infiltration, a de plus un effet rétroactif sur la cinématique des coulées: sans ces granules qui assuraient une sorte de « roulement à billes » (Rapp, 1960b), le frottement interne s'en trouve augmenté. 3) Le front de débris s'arrête sur un obstacle: un buisson, un gros bloc isolé, un bourrelet nival (Hétu et Vandelac, 1989). 4) Le substrat local est devenu très grossier et, par conséquent, trop rugueux. Le 2 décembre 1987, les trois coulées artificielles se sont arrêtées sur une pente de 34°-35° après avoir franchi, respectivement, 75, 90 et 125 m. Fait significatif, la plus longue est celle qui a traversé le plus grand nombre de congères. Des coulées naturelles observées sur T5 le même jour et à une autre occasion au cours du même hiver, soit entre les 5 et 11 janvier 1988, ont parcouru des distances comparables (Hétu et Vandelac, 1989).

LES COULÉES DE PIERRES GLACÉES
DE L'HIVER 1989-90

Des coulées de pierres glacées *naturelles* ont été observées sur T3 à six reprises durant l'hiver 1989-90:



FIGURE 10. A) Chenal emprunté par une coulée de pierres glacées. Le fond du chenal est tapissé de neige et de petits graviers infiltrés à la base de la coulée. B) Coupe réalisée au fond d'un chenal récent montrant la couche de neige et de graviers infiltrés. Cette couche fait 3 à 5 cm d'épaisseur. À droite : une petite levée constituée de galets imbriqués.

A) Recent frost-coated debris track. The bottom of the channel is covered by small gravels mixed with snow. B) Section into the thin blanket of gravels and snow (3 to 5 cm thick) covering the bottom of a recent channel. At right : a small levee with imbricated clasts.

- le 4 novembre 1989, entre 16h et 18h30;
- le 21 novembre 1989, entre 10h et 17h;
- le 22 novembre 1989, entre 14h et 21h;
- dans la nuit du 25 au 26 mars 1990;
- entre le 31 mars et le 3 avril 1990 : les mauvaises conditions météorologiques durant cette période (brouillard) n'ont pas permis de préciser la date exacte de cet événement;
- dans la nuit du 17 au 18 avril 1990.

Des coulées du même type ont aussi été observées sur le talus T5 le 21 novembre 1989. Seul T3 retiendra notre atten-

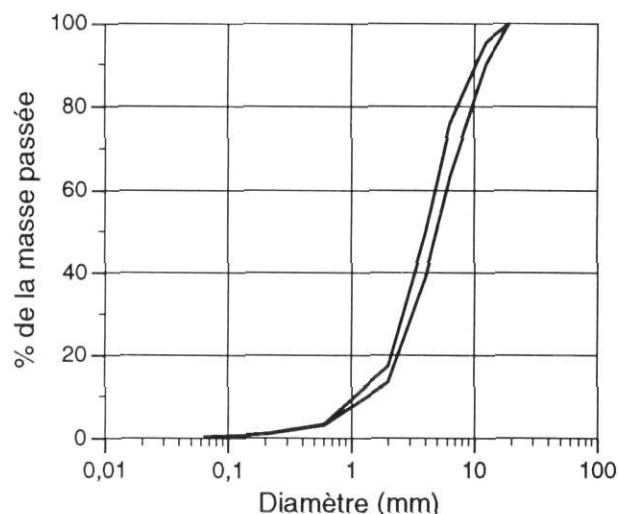


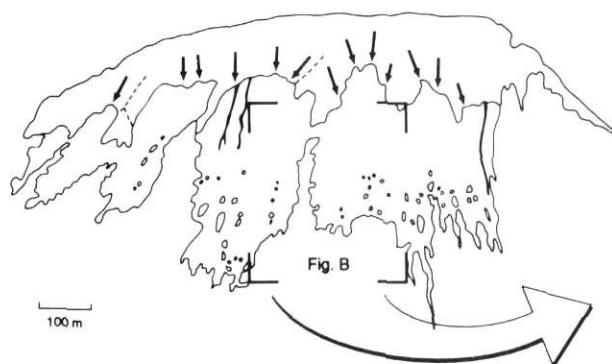
FIGURE 11. Granulométrie des débris fins tapissant les fonds de chenaux (graviers mélangés à de la neige : voir la figure 10B).

Grain-size curves of small debris (mixed with snow; see Figure 10B) covering the bottom of the channels.

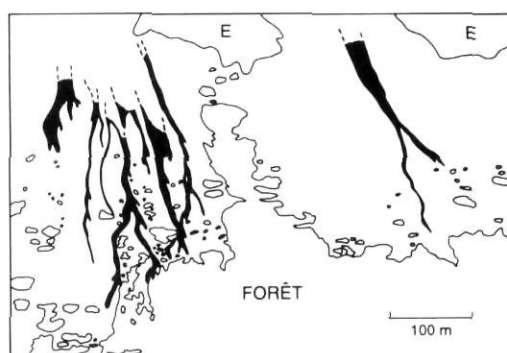
tion ici. Deux cartes morphosédimentologiques complémentaires délimitent les surfaces touchées par les coulées de l'hiver 1989-90 dans un petit secteur particulièrement actif de T3. Située dans la partie inférieure du pierrier, la zone cartographiée à la figure 6 couvre 1750 m². Environ 70 % de cette zone, soit ~ 1225 m², a reçu des débris frais au cours de l'hiver 1989-90. À l'échelle du talus, ce rapport tombe à 40 % environ (inventaire photographique; voir la fig. 12D). La figure 8 délimite la zone d'accumulation en forêt.

La figure 12 localise les surfaces touchées par les coulées les 21 et 22 novembre 1989, le 18 avril 1990 et, enfin, entre le 31 mars et le 3 avril 1990. L'étendue des zones touchées varie considérablement d'un événement à l'autre. Toutefois, des constantes apparaissent. Nécessitant un renouvellement constant des stocks de débris, les coulées se sont déclenchées juste au pied de la paroi, le plus souvent sous les couloirs, dans la zone d'accumulation préférentielle des débris. De longueur très variable, allant de 100 à 500 m, elles ont moins de 3 m de largeur. Les coulées suivent d'abord un tracé assez rectiligne dans le haut des talus, qui devient de plus en plus sinueux vers le bas, dans la zone des buissons isolés où apparaissent de larges méandres (fig. 12B et 12C). Mobilisant la pierraille superficielle des talus d'éboulis, les coulées, dépourvues de matrice, étaient constituées de débris hétérométriques, enrobés d'une pellicule de glace, tantôt lisse, tantôt fibreuse suivant son origine. En traversant les petits bancs de neige qui tapissaient à l'occasion le fond des chenaux, certaines coulées ont incorporé un peu de neige, par effet de raclage, dans une proportion qui peut atteindre jusqu'à 25 % du volume total de la masse glissée. En diminuant le frottement, glace et neige interstitielle ont permis la progression des coulées sur des pentes bien en-dessous de l'angle de repos (ϕ_r) des mêmes débris à l'état sec. Entre le 31 mars et le 3 avril 1990, les coulées ont parcouru plus de 500 m, pénétrant dans la forêt sur une centaine de mètres (fig. 7 et 8). Elles se sont immobilisées dans

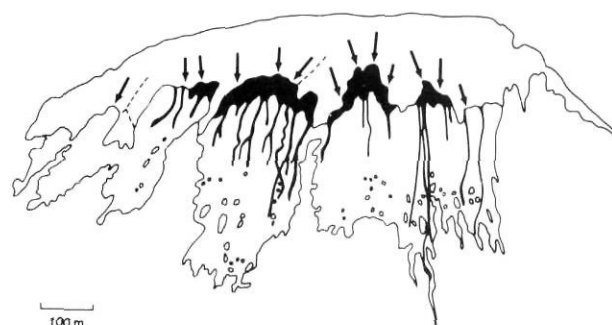
A 22 novembre 1989



B 21 novembre 1989



C 18 avril 1990



D 31 mars - 3 avril 1990

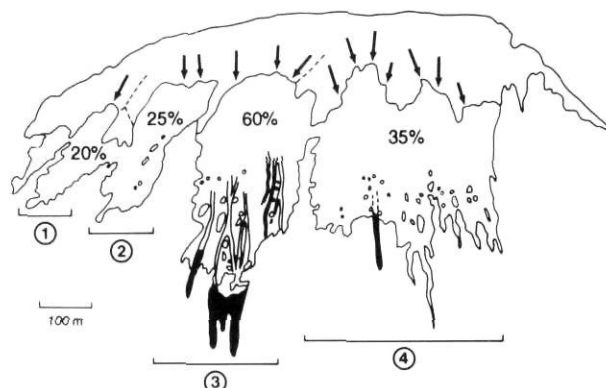


FIGURE 12. Tracé suivi par les coulées de pierres glacées (a) le 22 novembre 1989; (b) le 21 novembre 1989; (c) le 18 avril 1990 et (d) entre le 31 mars et le 3 avril 1990. Croquis d'après des diapositives prises juste après les coulées. Le croquis (b) montre un détail du croquis (a), mais à une date différente. Les déformations ne sont qu'apparentes : distorsions photographiques (télé-objectif). Le croquis « d » montre la répartition des coulées en forêt au printemps 1990 (lignes noires). 25 % : proportion de la surface touchée par les coulées de l'hiver 1989-90 pour chacun des quatre panneaux composant ce talus d'éboulis (1 à 4). Quelques-uns seulement des principaux chenaux sont indiqués sur le panneau 3.

Tracks followed by the flows of frost-coated clasts; (a) November 22, 1989; (b) November 21, 1989; (c) April 18, 1990, and (d) between March 31 and April 3, 1990. Patterns drawn from color slides taken shortly after the events. Drawing (b) shows a detail of sketch (a), but at a different date. Planimetric differences between (a) and (b) are due to photographic distortion (telelens used for the original of drawing (b)). Drawing (d) shows the distribution of the flows within the forested zone in spring 1990 (black tongues). 25 % : proportion of the surface affected by the flows of winter 1989-90 for each of the four fields which together form this scree slope (1 - 4). Only a part of the most important channels are shown, taking field (3) as an example.

une zone où la pente générale ne dépasse pas 30° et à plusieurs endroits la pente locale n'atteint que 24°-25° (fig. 3). Quant elles se sont produites, le pierrier était totalement déneigé, mais dans la forêt, le manteau nival, de 85 cm d'épaisseur en moyenne, a servi de surface de glissement. Localement, l'épaisseur de la neige oscillait entre 130 et 165 cm d'après la hauteur des nombreux cailloux « perchés » dans les arbres à l'été 1990. En masquant les buissons bas du sous-bois, le couvert nival a facilité la progression des coulées malgré la densité de la strate arbustive, presque infranchissable par endroits en été.

Dans les autres cas, les distances franchies sont beaucoup plus courtes. Le 4 novembre 1989, cinq coulées actives entre 16 h et 18h30 se sont arrêtées à mi-chemin entre la paroi et la forêt, soit au mètre 175 environ. Le 21 novembre, les coulées sont parvenues jusqu'au front forestier, sans y pénétrer, après avoir franchi 300-350 m, sur des pentes qui

passent très vite sous les 35° à partir du mètre 100 et qui ont moins 28° près de la forêt (fig. 3).

Les bonnes conditions d'observation le 21 novembre ont permis de suivre le développement des coulées. Plusieurs coulées, asynchrones, ont été observées en activité, à la jumelle, entre 10h et 17h. Chaque coulée ne durait qu'une à deux minutes. Compte tenu des distances franchies, 300 à 350 m, on en déduit que les vitesses moyennes sont comprises entre 3 et 6 m · sec⁻¹. En réalité, comme pour les coulées expérimentales, leur front avançait par saccades à raison de quelques mètres à quelques dizaines de mètres à chaque remise en mouvement.

Malgré la présence d'une faible quantité de neige mélangée à la pierraille des coulées, celles-ci ne peuvent en aucun cas être confondues avec les avalanches. 1) Les 4, 21 et 22 novembre 1989, les coulées de pierres glacées se sont produites alors que les talus étaient recouverts d'une pellicule de

neige beaucoup trop mince (1 à 2 cm) pour alimenter des avalanches. Dans les autres cas, le pierrier, déneigé à plus de 90 %, ne montrait que de minces bancs de neige filiformes, discontinus, confinés au fond des chenaux peu profonds qui accidentent la surface du talus. 2) À l'inverse des avalanches de neige, les coulées étaient constituées, pour l'essentiel, de pierraille *openwork* et, à une occasion au moins, soit les 17-18 avril 1990, les coulées, plus courtes il est vrai (< 100 m), ne contenaient pas de neige. 3) Autre différence fondamentale par rapport aux avalanches : les coulées présentent un tracé sinueux. Les avalanches, elles, ont un tracé plutôt rectiligne. 4) Enfin, au plan morphométrique, les coulées de pierres glacées, toujours très étroites (1 à 2 m de largeur), montrent un rapport longueur/largeur compris entre 50 et 500, alors qu'en général, sur le même talus, il ne dépasse pas 30 ou 40 dans le cas des avalanches de neige.

LES DONNÉES MORPHOSÉDIMENTOLOGIQUES

1) Répartition des unités morphosédimentologiques

Sur la figure 6, apparaissent cinq unités morphosédimentologiques distinctes : les chenaux, les levées, les lobes terminaux, les zones d'affaissement et les vieilles surfaces (fig. 13). On distingue deux types de lobes terminaux : les lobes entravés qui se sont arrêtés sur un obstacle, un buisson ou un gros bloc de grès, et les lobes libres, sans freinage frontal. Au printemps 1990, plusieurs lobes entravés se sont immobilisés sur un buisson remplis de neige soufflée. Sa fonte ultérieure a provoqué l'affaissement des fronts de débris et l'apparition de petits talus d'éboulis miniatures en pente raide (fig. 14). De petits glissements postsédimentaires ont été observés également au front de quelques lobes libres particulièrement instables. Sur la carte, ce phénomène correspond aux zones d'affaissement. Les vieilles surfaces, qui comprennent quelques lobes terminaux anciens, correspondent, elles, aux zones épargnées par les coulées en 1989-90 (fig. 13F).

Abondants dans la partie inférieure du pierrier (fig. 3 : segment DE), où ils encombrant la plupart des chenaux, les lobes terminaux sont quasi absents plus haut sur le talus (dans le segment EG). Dans le détail, on retiendra les faits suivants (fig. 6) :

- Les lobes terminaux sont spécialement abondants près des buissons. Ils dessinent des flux divergents à l'amont et convergents à l'aval.
- Les plus grosses levées, souvent recoupées par des talus d'érosion, sont localisées à l'amont des buissons. Certaines d'entre elles atteignent 50 à 75 cm de hauteur, alors qu'elles ne dépassent pas 20 cm de hauteur loin des buissons.
- Les vieilles surfaces sont situées en position d'abri à l'aval des buissons et dans un rentrant marginal au sud de la langue de débris (fig. 6).

2) Les pentes locales

La pente modale pour l'ensemble des 124 sites de mesure est de 26° (tabl. II). Les chenaux, les levées et les lobes libres montrent des distributions similaires, avec une légère tendance vers les faibles valeurs dans le cas des levées. Les

pentes sont légèrement sous la moyenne dans le cas des vieilles surfaces. Les lobes entravés présentent les plus faibles déclivités, liées à un phénomène de bourrage derrière les buissons. Les pentes atteignent leurs valeurs maximales dans les zones d'affaissement, où elles sont souvent assez proches de l'angle de repos (talus d'éboulis miniatures).

3) Granulométrie et forme des fragments

La moyenne des largeurs (axes b) pour les 17 sites réunis ($n = 850$ fragments) est de 31,2 mm. Globalement, on note une forte corrélation positive ($r = 0,97$) entre le calibre des éléments et l'écart type calculé à chacun des sites : le triage est d'autant plus mauvais que les débris sont grossiers (fig. 15A). Sur la figure 15A, les unités morphosédimentologiques s'ordonnent en quatre groupes. Les levées (groupe 2) occupent une position intermédiaire entre les chenaux (groupe 1), constitués de graviers bien triés (fig. 11), et les lobes terminaux (groupe 3), formés de galets mal triés. Le groupe 3 comprend aussi les sites forestiers, qui sont eux-mêmes des lobes terminaux, et le site 10, un lobe ancien recouvert de débris végétaux (fig. 13F). Le groupe 4, constitué de gros galets et de blocs très mal triés, correspond aux zones d'affaissement (fig. 14). Les vieilles surfaces, d'origines diverses, n'ont pas de signature spécifique quant à la granulométrie.

Dans l'ensemble, le triage est relativement mauvais, sauf pour les chenaux, constitués de débris autotamisés (fig. 15A). Les indices de sphéricité, toujours très bas dans les schistes, atteignent leurs valeurs minimales dans les chenaux, formés de petites aiguilles très allongées (fig. 15B).

4) Orientation et inclinaison des fragments

Les diagrammes de Schmidt individuels apparaissent sur les figures 6 et 8 et les statistiques correspondantes au tableau III. Sur la figure 15C, tous les sites se localisent dans la zone des distributions en forme de ceinture (*girdle*).

Dans les chenaux, les petites aiguilles de schiste sont rigoureusement parallèles à la pente du versant (fig. 6). La polarisation est très forte (variance sphérique $< 0,3$) et l'imbrication des fragments, quasi nulle ($I_v = 0^\circ$ à 3° ; fig. 13D et 15D) : avec des inclinaisons de 25° et 27° , les vecteurs moyens sont parallèles à la pente du versant (26°). Dans les lobes terminaux, les vecteurs moyens, subhorizontaux, traduisent au contraire une imbrication très forte ($I_v = 19^\circ$ et 22° ; fig. 13E et 15D). En fait, ils sont même légèrement à contre-pente (fig. 6). La variance sphérique, très élevée (0,67 et 0,75), révèle une grande dispersion des orientations individuelles autour du vecteur moyen (fig. 15D). Les levées se signalent par un vecteur moyen oblique ou parallèle à la pente locale, souvent à contre-pente (fig. 6), traduisant une forte imbrication (fig. 13C). La polarisation est faible (fig. 15D). Dans le détail, on note des différences importantes entre les faces internes et externes des levées (fig. 6 : sites 7, 8, 12, 13 et 14).

Les vieilles surfaces, dont les vecteurs moyens sont parallèles à la pente locale, affichent une polarisation relativement élevée (variance sphérique $< 0,45$) et un indice d'imbrication de faible à modéré ($I_v = 2^\circ$ à 6° ; fig. 6 et 15D, tabl. III).



FIGURE 13. Chenaux bordés de levées constituées de débris plus grossiers. La perche (2 m de longueur) repose sur une levée. Bas du versant en direction du coin inférieur gauche. B) Chenal recoupant un cône constitué de gros galets imbriqués. La perche a 2 m de longueur. Bas du versant dans le dos de l'observateur. C) Gros plan d'une levée (site 7 sur la figure 6) constituée de plaquettes fortement imbriquées. L'échelle a un mètre de longueur environ. Bas du versant en direction du coin inférieur droit. D) Aiguilles de schiste peu imbriquées tapissant le fond d'un chenal (station 2). Echelle graduée en centimètres. Bas du versant à droite (flèche sur le carton). E) Coupe longitudinale (talus d'érosion) dans un lobe entravé. Le bas du versant est à droite. À noter la forte imbrication des galets et la différence d'inclinaison entre le fond du chenal à l'avant-plan (perche inférieure) et la surface du lobe (perche supérieure). La perche supérieure est graduée en centimètres. F) Surface d'un lobe ancien (site 10). À

noter la présence de nombreuses brindilles et la faible imbrication des galets. La partie visible de l'échelle à 70 cm de longueur. Bas du versant au bas de la photo.

A) Numerous channels and their levees. Scale length : 2 m. B) Channel cutting a frontal cone. Scale length : 2 m. C) Levee seen from channel side. Photo shows the site of station 7 (cf. Fig. 6). Scale bar approximately 1 m. (D) Channel-bottom surface at station 2. The arrow on the scale in the middle of the photo points in downslope direction. Scale in cm. (E) Longitudinal section (parallel to slope direction; downslope side to the right) of an impeded frontal lobe. Note the strong upslope imbrication of the clasts. Scale in cm. (F) Surface features of an old lobe (station 10). Note vegetation remnants and flat position of clasts. Downslope direction is towards lower side of photo. Visible part of scale about 0,7 m.

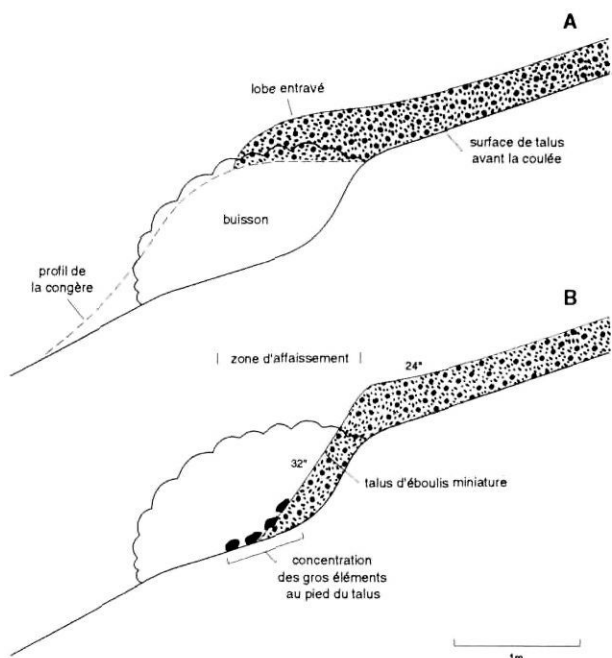


FIGURE 14. Genèse des zones d'affaissement. A) Un lobe de débris s'est arrêté contre un buisson rempli de neige (fin mars 1990). B) La fonte des neiges entraîne l'affaissement du lobe de débris et l'apparition d'un talus d'éboulis miniature avec concentration des débris grossiers à la base.

Development of collapse zones. A) A frontal debris lobe stopped against a shrub filled with snow (end of March, 1990). B) Snowmelt causes collapse of the lobe and the occurrence of a miniature scree with a concentration of the coarsest elements at its base. (Lobe entravé : impeded frontal lobe; zone d'affaissement : collapse zone.)

Les zones d'affaissement et les sites forestiers — où les débris se sont d'abord déposés sur une épaisse couche de neige (~1 m) — donnent des vecteurs obliques (fig. 6 et 8). La polarisation est faible (fig. 15D). L'indice d'imbrication, très variable, est généralement assez élevé dans les zones d'affaissement, mais modéré dans les sites forestiers (fig. 15D et tabl. III). Les vecteurs moyens plongent dans le sens du versant, sauf au site n° 4, une zone d'affaissement, où il est à contre-pente (fig. 6).

CONDITIONS CLIMATO-ÉDAPHIQUES FAVORISANT LE DÉCLENCHEMENT DES COULÉES

Toutes les coulées se sont produites durant les saisons de transition, c'est-à-dire à l'automne et au printemps, quand les températures oscillent autour du point de congélation (fig. 5).

TABLEAU II

Pentes locales observées dans chacune des unités morphosédimentologiques associées aux coulées de pierres glacées

Unités	Nombre de sites	Pente moyenne	Écart type	Valeur minimale	Valeur maximale
Chenaux	30	26,6°	1,6°	24°	31°
Levées	15	26,1°	2,7°	22°	33°
Lobes libres	20	25,6°	1,6°	22°	29°
Lobes entravés	33	24,6°	3,4°	19°	36°
Vieilles surfaces	16	24,9°	2,9°	18°	31°
Affaissements	10	33,2°	5,7°	26°	46°
Tous les sites	124	26,2°	3,6°	18°	46°

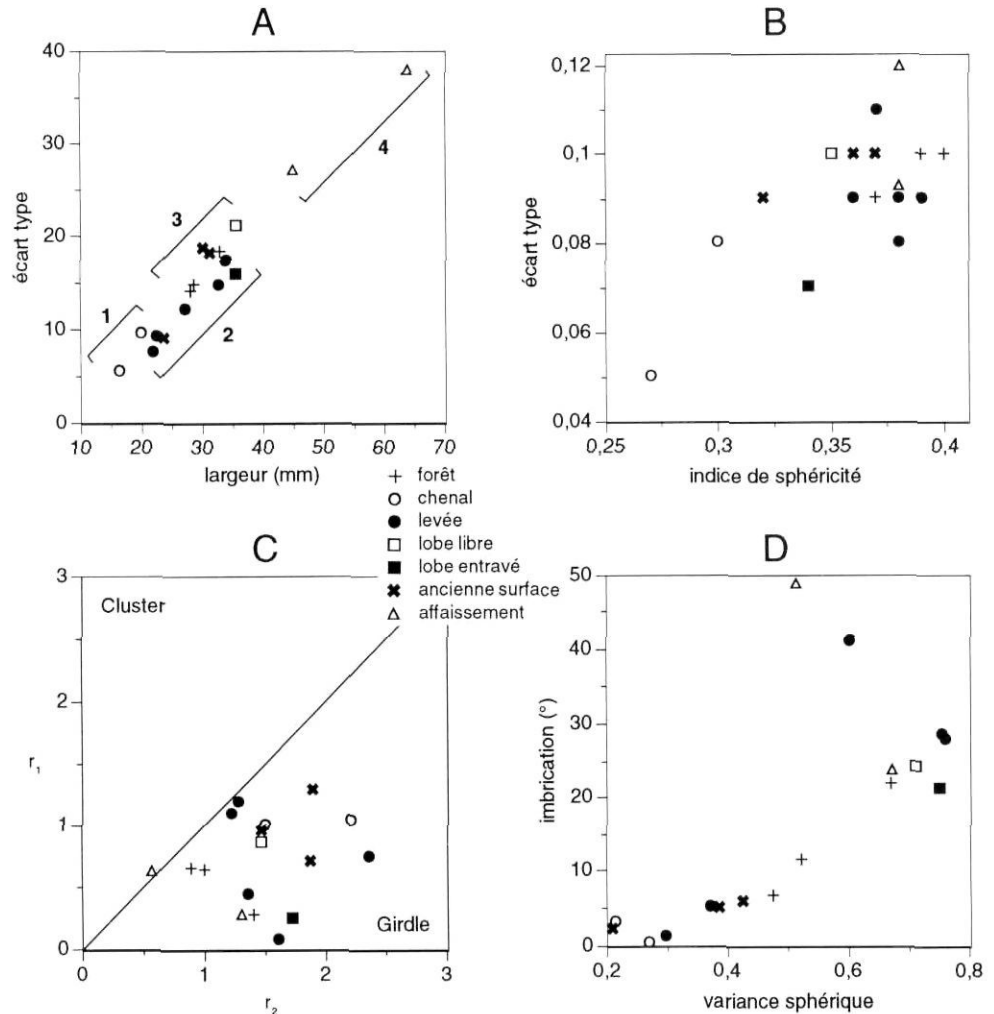
TABLEAU III

Résultats des fabriques

STATIONS	pente locale		vecteur moy.		S1	S2	S3	r1	r2	K	variance sphérique	Indice d'imbrication
	orientation	inclinaison	orientation	inclinaison								
chenaux												
1	324°	27°	330,6°	26,7°	0,689	0,255	0,056	0,10	1,51	0,66	0,271	0,3°
2	308°	28°	307,1°	24,9°	0,719	0,253	0,025	1,04	2,21	0,47	0,216	3,1°
levées												
7	8°	27°	52,1°	21,7°	0,696	0,235	0,069	1,09	1,23	0,88	0,383	5,3°
8	300°	33°	115,2°	8,1°	0,553	0,356	0,091	0,44	1,36	0,32	0,604	41,1°
12	292°	24°	68,1°	3,8°	0,472	0,440	0,087	0,07	1,62	0,04	0,761	27,8°
13	3°	24°	4,3°	22,7°	0,720	0,219	0,061	1,19	1,28	0,93	0,298	1,3°
14	313°	24°	62,2°	4,5°	0,659	0,312	0,029	0,75	2,36	0,32	0,757	28,5°
lobe libre												
5	312°	23°	147,2°	1,1°	0,657	0,279	0,064	0,86	1,47	0,58	0,713	24,1°
lobe entravé												
3	296°	20°	144,8°	1,1°	0,518	0,409	0,073	0,24	1,72	0,14	0,751	21,1°
forêt												
15	324°	24°	329,9°	12,5°	0,579	0,308	0,113	0,63	1,01	0,63	0,524	11,5°
16	284°	25°	275,2°	18,5°	0,574	0,303	0,123	0,64	0,90	0,71	0,478	6,5°
17	274°	24°	23,5°	2,1°	0,512	0,392	0,096	0,27	1,41	0,19	0,672	21,9°
affaissement												
4	322°	32°	57,2°	16,8°	0,542	0,292	0,165	0,62	0,57	1,08	0,516	48,8°
6	338°	26°	23,5°	2,1°	0,512	0,392	0,096	0,27	1,41	0,19	0,672	23,8°
vieilles surfaces												
9	41°	25°	38,7°	22,7°	0,759	0,209	0,031	1,29	1,90	0,68	0,210	2,3°
10	19°	26°	9,1°	20°	0,635	0,317	0,048	0,70	1,88	0,37	0,427	6,0°
11	18°	26°	23°	21°	0,677	0,263	0,060	0,95	1,48	0,64	0,387	5,0°

FIGURE 15. Données sédimentologiques. [A] Granulométrie et écart type. Quatre groupes se dégagent : 1) les chenaux, 2) les levées, 3) les lobes terminaux et 4) les zones d'affaissement; [B] Forme des éléments : indices de sphéricité de Krumbein et écart type; [C] Résultats des analyses vectorielles (graphique r_1 - r_2) et [D] Orientation et imbrication des éléments. Chaque point représente une station (moyenne de 50 éléments et son écart type). Les stations sont localisées sur les figures 6 et 8.

Sedimentary properties. [A] Grain size and standard deviation : four groups may be distinguished : 1) channels; 2) levees; 3) frontal lobes; 4) collapse zones. [B] Clast shape : Krumbein sphericity and standard deviation. [C] Orientation vectors : r_1 - r_2 plot. [D] Clast orientation and imbrication. Each point represents an observation site as shown in Figures 6 and 8 (50 observations for each site).



Durant les saisons de transition, les cycles gel-dégel fréquents, associés à une humidité atmosphérique élevée (brouillards maritimes) et à des précipitations liquides abondantes, favorisent la formation de glace sur les pierres des talus d'éboulis. Celle-ci se forme surtout la nuit ou en fin de journée lorsque les températures passent sous le point de congélation. La glace peut avoir trois origines. 1) Elle peut provenir, comme le 2 décembre 1987, de la congélation de l'eau de pluie mouillant les pierres. Celles-ci se couvrent alors d'une pellicule de glace lisse (Hétu et Vandelac, 1989). 2) Parfois la glace se dépose directement sur les pierres lors des bruines verglaçantes, fréquentes au début de l'hiver. Toutefois, si la chape de verglas est trop épaisse (> 3 mm), les débris tombés de la paroi n'arrivent plus à briser les ponts de glace reliant les pierres du talus entre elles et les glissements de pierraille deviennent impossibles. Cette situation a été observée à une occasion à la fin d'avril 1991 sur les talus d'éboulis du secteur Manche-d'Épée-Gros-Morne, figés sous une couche de glace de 1 à 2 cm d'épaisseur. 3) Souvent, des flux d'air humide en provenance de l'estuaire pénètrent dans les basses vallées côtières, puis remontent les versants. Des nuages chargés d'humidité se forment par condensation à partir de 200-250 m d'altitude, enveloppant les parois et la partie supérieure des talus d'éboulis. Lorsque la température ambiante est sous le point de congélation, une

glace blanchâtre, fibreuse, apparaît sous les pierres des talus. Observée à chacune des coulées, la gelée blanche (givre) a joué un rôle déterminant dans la mise en marche des flux de pierraille de l'hiver 1989-90.

Bien que n'étant pas nécessaire au déclenchement des coulées de pierres glacées, un mince couvert nival, discontinu, favorise le phénomène. La neige, en introduisant un lubrifiant supplémentaire au sein des coulées, a deux effets : elle augmente leur vitesse et allonge leur parcours. Cependant, un manteau nival à la fois épais et continu, inhibe le phénomène : il favorise au contraire les avalanches et la reptation nivale (Hétu et Vandelac, 1989).

La plupart des coulées de pierres glacées de l'hiver 1989-90 se sont produites par grands vents ou peu après des périodes de vents très violents. Les 4 et 22 novembre 1989, jours de coulées, la vitesse moyenne quotidienne des vents (VMQV) à Cap-Chat atteignait $11,4$ et $15,3 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ respectivement (fig. 5), alors que la moyenne de l'hiver est de $7,2 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$. Quand surviennent les coulées des 25-26 mars 1990, la VMQV est de $9,0$ et $11,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ respectivement. Elles suivent deux jours très venteux : $17,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ le 23 mars et $12,8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ le 24 mars. Dans la semaine qui a précédé les coulées du 18 avril, la VMQV s'est maintenue au-dessus de la moyenne hivernale pendant 7 jours consécutifs

(fig. 5). À deux reprises, les 11 et 16 avril, elle a dépassé les $10 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$. Le 18 avril, date des coulées, elle atteignait $14,4 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$.

Cette coïncidence entre les périodes de grands vents et le déclenchement des coulées de pierres glacées n'est pas fortuite. Lors des blizzards, les violentes rafales qui tourbillonnent près des parois provoquent de nombreuses chutes de pierres qui viennent accroître le volume de débris instables près des parois (Hétu et Vandelac, 1989). De plus, lorsqu'elles frappent le haut du talus, les pierres tombées de la paroi entraînent avec elles plusieurs cailloux, déclenchant des flux de débris qui gonflent rapidement. Par exemple, le 18 avril 1990, après plusieurs heures de vents très violents, la section proximale du talus T3 était recouverte, sur 10 à 30 m de largeur, d'une couche continue de débris frais de laquelle se détachaient une vingtaine de coulées de longueur variable (fig. 12C). En fait, seuls deux des six cas inventoriés sont associés à une VMQV inférieure à la moyenne de l'hiver : celui du 21 novembre 1989 ($0,7 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) et celui survenu entre les 31 mars et 3 avril 1990 ($2,3 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ en moyenne). D'autre part, le 21 novembre, la température s'est maintenue constamment sous le point de congélation (fig. 5). Par conséquent, les conditions climato-édaphiques ayant favorisé le déclenchement des coulées à cette date restent obscures. Deux facteurs cependant ont probablement contribué à accroître l'instabilité de la pierraille dans le haut du talus. 1) Les fréquents cycles gélivaux enregistrés les jours précédents (fig. 5) ont provoqué de nombreuses chutes de pierres, gonflant les stocks de débris instables près de la paroi. 2) L'existence d'une mince pellicule de neige ($< 2 \text{ cm}$) sur le talus au moment où furent observées les coulées a facilité leur progression.

Fait significatif, aucune coulée n'a été observée entre le 23 novembre 1989 et le 31 mars 1990, malgré l'existence de pointes de vent d'une grande violence (fig. 5). Durant cette période, les températures maximales quotidiennes sont restées, à quelques exceptions près, bien en-deçà du point de congélation. En l'absence de couvert nival, du fait de la déflation, les talus d'éboulis gèlent en bloc. Les interstices de la pierraille superficielle sont peu à peu colmatés par des grains de neige soufflée de forte densité qui durcissent au froid et par de la glace de regel provenant de la fonte partielle de la neige (métamorphisme) au contact des pierres chauffées au soleil, phénomène jouant même par température ambiante légèrement négative. Ainsi, habituellement, dès la mi-décembre, glace et neige durcie forment à la surface des talus une croûte très dure, quasi continue, qui enlève toute mobilité à la pierraille superficielle (cimentation). D'autre part, les chutes de pierres sont pratiquement inexistantes de décembre à mars (Hétu et Vandelac, 1989). Dans ces conditions, les coulées de pierres glacées ont peu de chance de se produire au cours des mois les plus froids de l'hiver et ce malgré l'existence de brefs dégels, même quand ils sont, tel le jour 116 (24 janvier 1990), accompagnés de pluie (fig. 5).

VOLUME DE DÉBRIS TRANSFÉRÉS

Sur T3, les coulées de 1989-90, aisément identifiables à leur couleur gris foncé, ont touché 35 à 40 % de la superficie totale du pierrier, soit, en gros, 60 000 à 70 000 m^2 .

En forêt, où la zone recouverte de débris frais atteint $\sim 1550 \text{ m}^2$, l'épaisseur des sédiments accumulés sur la neige était de 0,07 m en moyenne le 7 avril 1990 (fig. 8). Dans le calcul de la moyenne, on a exclu les trois valeurs les plus fortes, peu représentatives (fig. 8). En postulant une couche de débris uniforme de 0,07 m d'épaisseur, le volume total de débris transférés dans la forêt au cours de l'hiver 1989-90 serait de $108,5 \text{ m}^3$, ce qui équivaut à un flux de débris de $2,4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. À noter que les volumes calculés ne sont pas corrigés en fonction de l'indice des vides qui atteint 25 à 30 % dans ce type de matériel.

Sur le pierrier, l'épaisseur de la couche de débris frais accumulée au cours de l'hiver 1989-90 est plus difficile à évaluer, faute de repère. En ne considérant que les lobes terminaux et les levées, dont le volume global est plus facile à mesurer, on obtient, seulement pour la zone cartographiée à la figure 6, un total approchant les 50 m^3 , ce qui correspond à un flux de débris de $2,3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Évidemment une évaluation plus réaliste du flux de débris à l'entrée de cette zone doit aussi tenir compte des débris accumulés en forêt, puisque ceux-ci ont d'abord traversé le pierrier avant d'atteindre la forêt, ce qui porte à $4,7 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ le flux de débris réel à l'entrée de la zone cartographiée à la figure 6.

Jamais depuis 1978, nous n'avons observé sur T3 un transfert de sédiments aussi important. Ces données permettent de saisir sur le vif un phénomène qui touche tous les talus d'éboulis de la région depuis le début du XX^e siècle au minimum, à savoir le recul rapide de la forêt — par enfouissement — au profit du pierrier (Hétu, 1990).

DISCUSSION

ORGANISATION SPATIALE DES UNITÉS MORPHOSÉDIMENTOLOGIQUES

Située dans la partie inférieure du pierrier, à proximité de la forêt, la zone cartographiée à la figure 6, riche en lobes terminaux, correspond au début de la zone d'accumulation, laquelle se prolonge en forêt sur une centaine de mètres (fig. 8). Elle s'oppose à la partie supérieure du talus, zone de transit (segment EG), où les lobes sont quasi inexistantes. La pente plus faible vers le bas et surtout l'existence d'un couvert végétal de plus en plus dense, faisant obstacle à la progression des coulées, expliquent l'abondance de lobes terminaux dans la partie inférieure du pierrier.

Dans le détail, les unités morphosédimentologiques s'articulent autour des buissons. En canalisant les coulées dans des passages relativement étroits, les buissons isolés, souvent très rapprochés, ont déterminé un gonflement des flux de débris qui explique la localisation préférentielle des plus grosses levées, situées, pour la plupart, juste à l'amont des buissons. D'après la hauteur des levées, les flux de débris les plus puissants atteignaient 50 à 70 cm d'épaisseur au droit des goulots les plus resserrés, alors qu'ils ne dépassaient pas 20 cm d'épaisseur à l'écart des buissons. L'érosion des plus grosses levées, par des coulées pouvant d'ailleurs appartenir au même événement, a produit des talus d'érosion de quelques décimètres de hauteur. À l'aval des buissons, les flux de débris étaient plutôt divergents comme l'indique l'organisation en éventail des lobes terminaux.

LA PHYSIQUE DES *GRAIN FLOWS* ET L'ORGANISATION INTERNE DES COULÉES

Les coulées de pierres glacées déclenchées artificiellement sur le talus T5 le 2 décembre 1987, l'observation de coulées naturelles en activité durant l'hiver 1989-90 et les données morphosédimentologiques (cartographie, fabriques) recueillies en septembre 1990 permettent de comprendre la dynamique de ce nouveau type de coulées de pierraille.

Au plan dynamique, les coulées de pierres glacées s'apparentent aux *grain flows* étudiés sous l'angle de la physique par Bagnold (1954, 1966), Allen (1972) et Lowe (1976, 1982). Durant le mouvement, les multiples collisions internes entre les fragments se traduisent par une dilatation de la coulée (fig. 9A). Le coefficient de dilatation des *grain flows* en mouvement peut être estimé à partir de l'équation de Allen (1972) (fig. 16A) :

$$C_1 = [V / (V + W)] \cdot C_2$$

où

C_1 = volume occupé par les fragments durant le mouvement (1 - porosité)

C_2 = volume occupé par les fragments après le mouvement (1 - porosité)

W = vitesse moyenne des fragments dans la coulée ($\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$)

V = vitesse du « front de sédimentation » (*wave of deposition*) en $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$

Sur T3, $C_2 = \sim 0,7$. La vitesse estimée des coulées de pierres glacées, W , se situe entre 3 et 6 $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$, c'est-à-dire $\sim 4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ en moyenne. V est difficile à évaluer. Dans les coulées de sable sec, V oscillerait entre W et $2W$. Allen (1972) utilise arbitrairement $V = 2W$, ce qui paraît exagéré avec les coulées de pierres glacées. En utilisant $V = W$, on obtiendrait pour les coulées de pierres glacées :

$$C_1 = [4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} \div (4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} + 4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1})] \cdot 0,7$$

$$C_1 = 0,35$$

Mais si on utilise malgré tout $V = 2W$, il reste que C_1 varie peu :

$$C_1 = [4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} \div (9,0 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} + 4,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1})] \cdot 0,7$$

$$C_1 = 0,23$$

Puisque $C_2 = \sim 0,7$, on en déduit un coefficient de dilatation de l'ordre de 2 à 3 durant le mouvement, valeur qui concorde avec la hauteur des levées. Conjugué à l'effet de « table vibrante », cette dilatation, qui se traduit concrètement par un indice des vides multiplié par 2 ou 3, favorise l'infiltration des petits fragments à la base de la coulée (fig. 9A), phénomène qui serait accentué selon R. A. Bagnold par la répartition des contraintes de cisaillement au sein du flux de débris : « [...] when grains of mixed size are sheared together, the larger grains should tend to drift toward the zone of lowest shear strain, e. g. towards the free surface of a gravity flow, and the smaller grains towards that of greatest shear strain, e. g. the bed » (Bagnold, 1954, p. 62). Ainsi, les gros fragments « flottent » en surface. Plusieurs glissent vers les marges de la coulée suivant des trajectoires obliques, bien traduites par

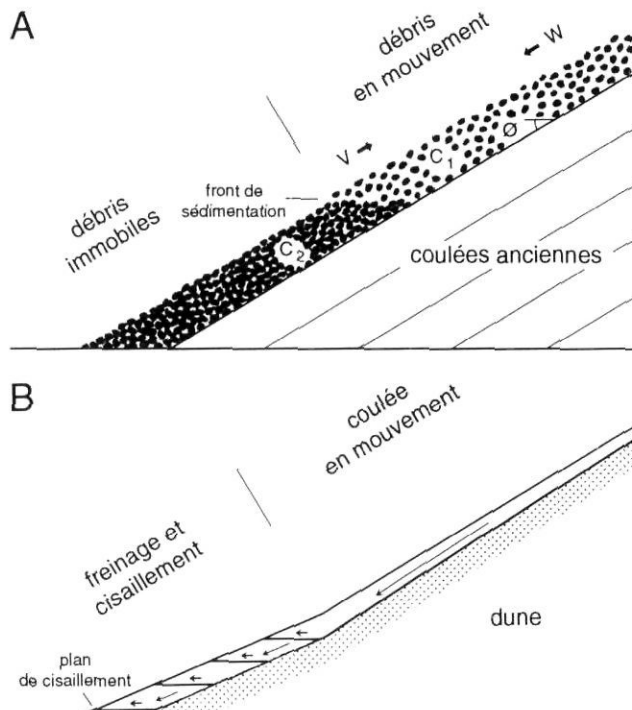


FIGURE 16. Cinématique des *grain flows*. (A) Différentes parties d'un *grain flow* en phase d'arrêt d'après Allen (1972). À la base : zone déjà immobile, affaissée ($C_2 = 0,7$). En haut : coulée en mouvement, avec augmentation de l'indice des vides par dilatation ($C_1 = 0,23$ à $0,35$). V : vitesse du front de sédimentation \geq à la vitesse de la coulée (W). θ : angle du plan de glissement. (B) Coulée sableuse au front d'une dune éolienne selon Bagnold (1966). Au moment où la coulée s'immobilise apparaissent une série de plans de cisaillement subhorizontaux. Les flèches donnent la direction du mouvement.

Grain-flow kinetics. A) Different parts of a grain flow at the final phase of movement, according to Allen, 1972. Base : already immobilised and subsided part ($C_2 = 0,7$). Upper part : moving flow with increased void ratio due to dilation ($C_1 = 0,23-0,35$). V : displacement rate of sedimentation front \geq flow velocity (W). θ : angle of sliding plane. B) Sand flow on the lee slope of an aeolian dune according to Bagnold, 1966. A number of subhorizontal shear planes develop when the flow stops. The arrows indicate the direction of movement.

les fabriques réalisées dans les levées (fig. 6 et tabl. III). Emportées par leur élan, les pierres se calent les unes contre les autres tout en se redressant (fig. 9B et 13C), d'où la forte imbrication des vecteurs propres (fig. 6 et tabl. III). Les nombreuses collisions de galets à galets expliquent la faible polarisation des orientations (fig. 15D et tabl. III).

À la base de la coulée, la « couche » de graviers infiltrés correspond à une zone de cisaillement. Les graviers s'orientent de façon à ce que la contrainte de cisaillement soit minimale, c'est-à-dire bien à plat sur le versant ($I_v = 0,3^\circ$ et $3,1^\circ$ seulement), de sorte que leurs plans a-b soient parallèles au plan de glissement, d'où la forte polarisation des orientations (fig. 15D et tabl. III).

Au niveau des lobes terminaux, deux phénomènes interviennent. 1) D'après Bagnold (1966, p. 231), « [...] the turbulent flow of the avalanche proper gives place over the lower slope to the telescoping motion of an overburden which is shearing at successive planes [...] ». Sur la figure publiée par

Bagnold (1966), ces plans de cisaillement sont horizontaux, c'est-à-dire fortement redressés par rapport à la pente du versant (fig. 16B). 2) Quand le front de la coulée se fige, des pressions importantes se créent le long du front de sédimentation lorsque les débris encore en mouvement « percutent » ceux qui sont déjà immobiles (fig. 16A). Souvent, ces pressions sont suffisantes pour provoquer une remise en mouvement du lobe terminal (fig. 9D). Dans le cas contraire, celui-ci s'accroît rapidement vers l'amont par accréation de nouveau matériel. Les pressions exercées le long du front de sédimentation expliquent le fort redressement des galets noté dans les lobes terminaux (fig. 9B et 13E), dont les fabriques traduisent aussi l'influence de la contrainte de cisaillement horizontale signalée par Bagnold (1966) : dans les lobes, rappelons-le, les vecteurs moyens sont subhorizontaux (inclinaison : 1° à 2°).

LES REMANIEMENTS POSTSÉDIMENTAIRES

En dehors des zones couvertes de végétation, les débris transportés par les coulées se sont déposés *directement sur la surface du talus*. Par conséquent, les structures sédimentaires originelles des coulées de l'hiver 1989-90 n'avaient pas été substantiellement modifiées quand furent réalisées les fabriques en septembre 1990. En revanche, en forêt, ainsi que dans les buissons isolés du pierrier, les débris se sont accumulés sur une *couche de neige* de quelques décimètres

d'épaisseur (85 cm d'épaisseur en moyenne). On aurait pu s'attendre à une destruction complète des fabriques originelles. Or les fabriques obtenues en forêt, après la fonte des neiges, révèlent une organisation évidente sur les diagrammes de Schmidt (fig. 8), dans l'ensemble très semblable à celle observée dans les lobes terminaux qui se sont déposés directement sur le talus (fig. 6). On en arrive à cette conclusion à première vue surprenante déjà formulée par Pérez (1990) : la fonte des neiges ne produit pas nécessairement de fabriques chaotiques.

Parmi les remaniements postsédimentaires, le site n° 10, un lobe terminal ancien (fig. 13F), est spécialement intéressant. Ses caractéristiques ($I_w = 6^\circ$; variance sphérique : 0,43), très différentes des lobes récents, traduisent un remaniement progressif des unités morphosédimentologiques après leur mise place : les fragments sont réorientés dans le sens du versant, la polarisation augmentée et l'imbrication atténuée (fig. 6 et tabl. III). Cette réorganisation postsédimentaire est attribuée à la reptation nivale, très active sur les talus d'éboulis de la région (Hétu et Vandelac, 1989; Girard, 1993). La reptation nivale donne en effet des orientations parallèles au versant avec une polarisation élevée (observations inédites de B. Hétu).

D'un point de vue granulométrique, les zones d'affaissement représentent un cas à part. Au cours de la fonte, le front des lobes s'est effondré, construisant des éboulis de gravité

TABLEAU IV
Caractérisation des unités morphosédimentologiques

	CHENAUX	LEVÉES	LOBES	FORÊT sites 15, 16, 17	AFFAISSEMENTS	VIEILLES SURFACES
Pente locale moyenne [en degrés]	26,6°	26,1°	lobes : 25,6° entravés : 24,6°	très variable [10° - 26°]	33,2°	24,9°
Granulométrie [moy. des largeurs]	graviers [15-20 mm]	galets [10-33 mm]	galets [31-36 mm]	galets [28-33 mm]	blocs [45-65 mm]	galets [24-30 mm]
Triage [écart type]	bon [5-10]	variable [7-17]	mauvais [16-21]	mauvais [14-18]	très mauvais [27-38]	variable [9-19]
Sphéricité ¹	très faible [0,27 - 0,30]	faible [0,36 - 0,39]	faible [0,34 - 0,36]	faible [0,37 - 0,40]	faible [0,38]	faible [0,32 - 0,37]
Orientation ² [vecteur principal]	parallèle à la pente	oblique	parallèle à la pente	très variable	variable	parallèle à la pente
Inclinaison ³ (vecteur principal)	conforme	relevant (modéré à fort)	fortement relevant (à contre-pente)	relevant (modéré à fort)	fortement relevant (à contre-pente)	conforme à faiblement relevant
Polarisation [variance sphérique] ⁴	très forte [0,22 - 0,27]	variable [0,30 - 0,76]	faible à modérée [0,43 - 0,75]	modérée à faible [0,33 - 0,52]	faible [0,52 - 0,67]	forte [0,21 - 0,39]
« K » ⁴	0,47 - 0,66	0,04 - 0,93	0,14 - 0,58	0,19 - 0,71	0,19 - 1,08	0,64 - 0,68
Imbrication (en degrés)	très faible [0° - 3°]	très variable [1° - 24°]	forte [19° - 22°]	modérée à forte [6° - 22°]	forte [15° - 24°]	faible à modérée [2° - 6°]

1. Indice de sphéricité de Krumbein (1941), soit $I_s = [(c \cdot b) \div a^2]^{0,333}$

2. Orientation du vecteur principal par rapport à la pente locale

3. Inclinaison du vecteur principal comparée à celle du versant. Conforme : même inclinaison que le versant. Relevant : moins incliné que le versant. Terminologie de A. Cailleux.

4. Selon Davis (1986)

miniatures dont la pente est parfois relativement raide (fig. 14 et tabl. II). Durant l'effondrement, les fragments les plus gros se sont concentrés au pied de l'éboulis, ce qui explique leur granulométrie plus grossière (fig. 15A).

CONCLUSION

Un nouveau type de coulées de pierraille, les coulées de pierres glacées, a été observé en activité sur un talus d'éboulis de schiste du nord de la Gaspésie. Elles se déclenchent sous les couloirs de la paroi, dans les zones d'accumulation préférentielle des débris. L'impact des pierres tombées de la paroi constitue le facteur de déclenchement le plus fréquent. À l'inverse des coulées sèches, les coulées de pierres glacées peuvent se déplacer sur des pentes très en-dessous de l'angle de repos des éboulis secs. Les plus longues observées sur T3 au printemps 1990 ont parcouru plus de 500 m, dont une centaine en forêt. Elles se sont arrêtées dans un secteur où la pente générale du versant est de 28°-30°, alors que les coulées sèches estivales ne descendent jamais sous les 36°-37° dans les mêmes matériaux.

Les coulées de pierres glacées surviennent en automne et au printemps alors que les températures quotidiennes oscillent autour du point de congélation pendant plusieurs semaines consécutives. Des cycles gel-dégel fréquents associés à une humidité atmosphérique abondante favorisent la formation de glace autour des pierres, conditions essentielles au déclenchement et à la progression des coulées sur des pentes bien en-dessous de l'angle de repos des débris secs. En provoquant de nombreuses chutes de pierres, les vents violents favorisent le déclenchement des coulées qui surviennent toutefois uniquement quand le talus est déneigé. Un enneigement important et des températures constamment négatives inhibent le phénomène.

Les coulées de pierres glacées supposent un renouvellement rapide et constant des stocks de débris à la tête des talus d'éboulis. En Gaspésie, deux paramètres favorisent cette situation : 1) Les parois, constituées de roches friables, gélives, sont très actives (Héty et Vandelac, 1989, p. 395). 2) Les débris qui s'en détachent, des aiguilles et des plaquettes de petites dimensions qui ne peuvent rouler sur de grandes distances, s'accumulent dans la partie proximale de l'éboulis, constituant des masses de débris instables remaniées par les coulées (Héty et Vandelac, 1989).

Du point de vue dynamique, les coulées de pierres glacées peuvent être considérées comme un type particulier de *grain flow* (au sens de Lowe, 1976, 1982). Elles produisent à la surface du talus des chenaux peu profonds, bordés de levées, prolongés par des lobes terminaux à galets fortement imbriqués. Chaque unité morphosédimentologique possède une signature sédimentaire qui lui est propre (tabl. IV). Les lobes terminaux accumulés sur la neige, en forêt, ont conservé, après la fonte, une organisation interne comparable aux lobes accumulés directement sur le talus. À l'évidence, les tassements associés à la fonte des neiges ne produisent pas nécessairement de fabriques complètement chaotiques (Pérez, 1990). Enfin, l'analyse des vieilles surfaces souligne l'importance des remaniements postsédimentaires.

Avec un volume de débris transférés de l'ordre de 158 m³ pour les seules zones cartographiées (fig. 2) — dont 108 m³ en forêt — les coulées de pierres glacées de l'hiver 1989-90 représentent, de loin, le processus le plus efficace dont nous avons été témoin sur l'éboulis T3 depuis 1978. On a calculé pour l'ensemble de l'hiver 1989-90 un flux de débris atteignant, au total, 4,7 m³·m⁻¹ à l'entrée de la zone cartographiée à la figure 6, laquelle correspond à la zone de buissons isolés au bas du pierrier. Il reste à déterminer la fréquence des coulées de pierres glacées afin de bien cerner la place qui leur revient dans le régime sédimentaire global des éboulis de schiste du nord de la Gaspésie.

En raison de leur courte durée, les coulées de pierres glacées étaient passées inaperçues jusqu'à maintenant. Reste à vérifier si elles existent dans d'autres régions et sous d'autres climats. Les climats périglaciaires marginaux, à tendance maritime, caractérisés par une grande humidité, des vents violents, un enneigement faible (au moins localement : sur les talus exposés aux vents dominants) et des cycles gélivaux fréquents, offrent un bon potentiel. À cet égard, les coulées de pierres glacées pourraient avoir joué un rôle important dans l'élaboration des éboulis reliques quaternaires du sud de l'Europe dont les pentes sont souvent en-dessous de 30°. En revanche, les climats polaires secs à hivers rigoureux et à courtes saisons de transition paraissent à première vue peu propices à ce type de coulées de pierraille.

REMERCIEMENTS

Les auteurs sont particulièrement reconnaissants envers les lecteurs de la revue, MM. Antoni Lewkowicz, Anders Rapp et Olav Slaymaker, dont les commentaires et suggestions ont été grandement appréciés. La participation de B. Héty et de P. Vandelac a été financée par le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (subvention OGP 1898) et par le Fonds institutionnel de recherche de l'Université du Québec à Rimouski (UQAR) et celle de H. Van Steijn par la Netherlands Organization for Scientific Research (NWO). Plusieurs étudiant-e-s du module de géographie de l'UQAR ont contribué aux levés de terrain : Diane Coll, Réjean Côté, Steeve Dubé, Martin Groleau, Josée Guillemette, Dany Joseph, Manon Morin et Laval Rioux. Les figures et les photographies ont été réalisées par Suzanne Gagnon et Jean-Luc Thériège. Que ces personnes et organismes reçoivent l'assurance de notre profonde gratitude. Au moment d'aller sous presse, Thérèse Ducharme-Héty, mère du premier auteur, est décédée. Cet article lui est dédié.

RÉFÉRENCES

- Allen, J. R. L., 1969. Maximum slope angle attainable by surface underlain by bulked spheroids with variable dimensional ordering. *Bulletin of the Geological Society of America*, 80 : 1923-1930.
- 1972. Intensity of deposition from avalanches and the loose packing of avalanche deposits. *Sedimentology*, 19 : 105-111.
- Bagnold, R. A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London*, série A, 225 : 49-63.
- 1966. The shearing and dilatation of dry sand and the "singing" mechanism. *Proceedings of the Royal Society of London*, série A, 295 : 219-232.

- Bones, J. G., 1973. Process and size arrangement on high arctic talus, Southwest Devon Island, N. W. T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 5(1) : 29-40.
- Brunner, F. K. et Scheidegger, A. E., 1974. Kinematics of a scree slope. *Revista Italiana di Geografica*, 23 : 89-94.
- Carniel, P. et Scheidegger, A. E., 1974. Morphometry of an Alpine scree slope. *Revista Italiana di Geografica*, 23 : 95-100.
- Davis, J. C., 1986. *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley & Sons, 646 p.
- Dellion, F., 1986. Morphologie des corniches et des éboulis actifs dans le Massif des Cerces-Grand-Galibier. Centre de Géomorphologie du CNRS (Caen) et Laboratoire Henri Elhaï, Paris X, Nanterre, 142 p.
- Enos, P. C., 1969. Cloridorme Formation, middle Ordovician Flysch, Northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada, Special Paper n° 117, 66 p.
- Francou, B., 1988a. Éboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(1) : 47-76.
- 1988b. L'éboulisation en Haute Montagne. Université de Paris VII et Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen, Thèse de doctorat d'État, 689 p.
- Francou, B. et Héту, B., 1989. Éboulis et autres formations de pente hétérométrique. Contribution à une terminologie géomorphologique. Notes et comptes rendus du groupe de travail « Régionalisation du Périglaciaire », fasc. XIV : 11-69.
- Gagnon, R.-M., 1970. Le climat des Chic-Chocs. Gouvernement du Québec, Ministère des Richesses naturelles, M. P.-36, 103 p.
- Gardner, J. S., 1979. The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23(1) : 45-57.
- Giardino, J. R. et Vitek, J. D., 1985. A statistical study of the fabric of a rock glacier. *Arctic and Alpine Research*, 17(2) : 165-177.
- Girard, J. F., 1993. Taux de transport des débris sur deux talus d'éboulis du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Mémoire de M.Sc., Université de Montréal.
- Héту, B., 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse Ph.D., Université de Montréal, 568 p.
- 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2) : 199-215.
- 1991. Éboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Épée, Gaspésie (Québec, Canada). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35(4) : 439-461.
- 1992. Coarse cliff-top aeolian sedimentation in Northern Gaspésie, Québec (Canada). *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(1) : 95-108.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1980. Évolution postglaciaire des versants raides de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2) : 187-208.
- Héту, B. et Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3) : 389-406.
- Krumbein, W. C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 29 : 575-587.
- Lowe, D. R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(1) : 188-199.
- 1982. Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1) : 279-297.
- McEachren, D. B., 1986. Stereo, the stereographic projection programme. Apple Macintosh computer, version 1.3.
- Pérez, F. L., 1985. Surficial talus movement in an Andean Paramo of Venezuela. *Geografiska Annaler*, 67A(3-4) : 221-237.
- 1988. The movement of debris on a high Andean talus. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(1) : 77-99.
- 1989. Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geografiska Annaler*, 71A(1-2) : 43-57.
- 1990. Surficial talus fabric and particle gliding over snow on Lassen Peak, California. *Physical Geography*, 11(2) : 142-153.
- Rapp, A., 1960a. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42A(2-3) : 65-200.
- 1960b. Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. A denudational study of the denudation of slopes in an arctic locality. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, Oslo, n° 119, 96 p.
- Statham, I., 1973. Scree slope development under conditions of surface particle movement. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 89 : 41-53.
- Trenhaile, A. S. et Rudakas, P. A., 1981. Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(2) : 171-181.
- Wasson, R. J., 1979. Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23(3) : 301-320.
- Woodcock, N. H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, 88 : 1231-1236.